

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Geologie



Bc. Jaroslav Řihošek

Petrologie a geochemie devonských vulkanitů
v jižní části šternbersko-hornobenešovského pásma

Petrology and geochemistry of Devonian volcanic rocks
in the southern part of the Šternberk-Horní Benešov Belt

Diplomová práce

Vedoucí závěreční práce: doc. RNDr. Václav Kachlík, CSc.

Praha, 2014

Prohlášení:

prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze 5.5.2014

Na tomto místě bych rád poděkoval především doc. RNDr. Václavu Kachlíkovi CSc., vedoucímu mé diplomové práce, za svědomitý a trpělivý dohled po dobu mého studia a za pomoc od prvních dní terénních prací až po dokončování závěru. Stejný dík si zaslouží i mí rodiče, jejichž podpora ať už psychická či materiální mi umožnila studovat obor, který mám rád na škole, kterou jsem si vybral. Oni totiž možnost vybrat si svého syna neměli. Za pomoc děkuji Vítu Peřestému, který se mnou navštívil krásný kout Nízkého Jeseníku a který mi rád sdělil své názory na strukturní stavby studované oblasti. V neposlední řadě děkuji kamarádu Vítu Raškovi, který ač negeolog, se přesto nerozmýšlel, když jsem ho pozval na výlet na „devonskou sopku“.

Abstrakt

Šternbersko-hornobenešovský pruh (SHP) je tvořen skupinou výchozů devonských až spodnokarbonských hornin vystupujících mezi příkrovy západojesenického a východojesenického kulmu v Nížkém Jeseníku na Moravě. Je součástí rhenohercynské zóny evropských variscid. Ve své jižní části je budován komplexem intruzivních hornin, láv a vulkanoklastických hornin s vložkami břidlic stínavsko-chabičovského souvrství. Předchozí studie interpretují alkalický vulkanismus v rhenohercyniku jako výsledek budování zaobloukové pánve.

Strukturní měření prezentovaná v této práci potvrzují, že kompletní vulkanosedimentární sekvence situovaná severně od Šternberka představuje tektonickou šupinu, která byla při variské orogenezi vyvečena na bázi příkrovu kulmských drob. Šupina byla nejprve nasunuta v podobě příkrovu na severovýchod přes těleso mladších kulmských drob. Posléze byla skupina příkrovů včetně devonských vulkanitů deformována v pravostranné transpresi. Mapování dále naznačilo, že devonský vulkanický komplex byl tektonicky oddělen od svého stratigrafického podloží i nadloží.

Samotné vulkanity tvořily elevaci, které v jisté části svého vývoje mohly dosahovat až k mořské hladině. Analýza vulkanických facií dokazuje, že převážná většina vulkanoklastických hornin se ukládala v blízkosti vulkanického centra a případně byla transportována po svazích vulkanické elevace v podobě hyperpyknických proudů.

Primární geochemické a minerální složení vulkanických hornin bylo výrazně pozměněno procesy spilitizace, karbonatizace, a draselnou metasomatózou. Interpretace výsledků analýzy prvků REE a ostatních nemobilních stopových prvků charakterizují vulkanismus v jižní části SHP jako slabě alkalické bazalty produkované nízkým stupněm tavení o inkompatibilní prvky obohaceného pláště ve větší hloubce. Takový vulkanismus je typický pro prostředí oceánských ostrovů i kontinentální extenze, ale až na výjimky se běžně nevyskytuje v prostředí zaobloukových pánví.

Abstract

Šternberk-Horní Benešov belt (SHB) is built by Devonian and Lower Carboniferous rocks located between Culmian Eastern Jeseníky and Western Jeseníky nappes. As the SHB is located in the Low Jeseníky Mountains, it is a part of Rhenohercynian zone of European Variscides. The southern part of SHB is built by a volcanic complex of intrusive rocks, lavas and volcanoclastic rocks with intercalated beds of Stínava-Chabíčov shales. Alkaline volcanism in Rhenohercynian zone was earlier interpreted as a result of extension in back-arc basin.

Structural measurements of this study proved, that volcanosedimentary succession (situated north eventually northward) of Šternberk is a tectonic slice. This slice was dragged out on the base of the Culmian greywacke nappe during the Variscan orogeny. Firstly the slice was thrust northeastwards over the body of younger Culm greywacke. After that, the stack of nappes (including the Devonian volcanic rocks) was sheared in dextral transpressional regime. The field works also indicated, that the Devonian volcanic complex was tectonically separated from its stratigraphic footwall and hanging-wall.

Volcanic rocks gradually built an elevation, eventually reaching the sea level. Analysis of volcanic facies proved that the most of volcanoclastic rocks was deposited near the volcanic centre and could be transported down the slopes of the elevation in the form of hyperpycnal flows.

Primary geochemical and mineral composition of volcanic rocks was significantly changed by processes of spilitisation, carbonatisation and potassic metasomatism. Results of immobile trace elements (f. e. REE, HFSE) analysis characterize the volcanism of SHB as weakly to medium alkaline basalts produced by low degree melting of mantle enriched in incompatible elements in significant depth. Such volcanism is typical for the ocean islands and intra-continental rift environments, but it is not usually present (with rare exceptions) in the back-arc environment.

Obsah

1	Geologická pozice Šternbersko-hornobenešovského pruhu v rámci Českého masivu.....	1
1.1	Původ moravskoslezské oblasti	1
1.2	Významné výskyty rhenohercynika v Evropě.....	2
1.3	Šternbersko-hornobenešovský pruh.....	5
1.4	Vývoj devonské a spodnokarbonské sedimentace v SHP a Nízkém Jeseníku.....	6
1.5	Shrnutí nejvýznamnějších poznatků o geologii SHP	7
2	Geologická a petrologická charakteristika jednotek SHP.....	10
2.1	Geologie a strukturní stavba	10
2.1.1	Podmínky pro geologické mapování.....	11
2.1.2	Shrnutí hlavních rysů geologické stavby	11
2.2	Geologická stavba	12
2.2.1	Charakter hranic metabazického komplexu	17
2.3	Tektonická deformace studované oblasti.....	18
2.3.1	Strukturní prvky v horninách Šternbersko-hornobenešovského pruhu	18
3	Petrografie devonského vulkanismu.....	24
3.1	Metodika petrografického popisu	26
3.2	Metadolerity	26
3.2.1	Primární textury a minerály metadoleritů	28
3.2.2	Sekundární textury a minerály metadoleritů.....	30
3.3	Metabazalty	31
3.3.1	Polštářové lávy	32
3.3.2	Primární textury a minerály metabazaltů	34
3.3.3	Sekundární textury a minerály metabazaltů.....	36
3.4	Metavulkanoklastické horniny	37
3.4.1	Metabrekcie a tufové metabrekcie.....	38
3.4.2	Lapillové metatufy.....	40
3.4.3	Peperity	44
3.4.4	Metatufy (popelové)	45
4	Mineralogie	48
4.1	Metodika	48
4.2	Klinopyroxen	49
4.3	Plagioklas.....	53
4.4	Muskovit.....	55

4.5	Ilmenit	56
4.6	Amfibol	57
4.7	Chlorit.....	59
4.8	Minerály epidotové skupiny.....	61
4.9	Prostorový a genetický vztah primárních a sekundárních minerálů.....	63
5	Geochemie vulkanitů SHP v okolí Šternberka	65
5.1	Metodika	65
5.2	Charakter změn chemického složení hornin SHP.....	68
5.2.1	Posouzení obsahů hlavních oxidů	69
5.2.2	Spilitizace.....	70
5.2.3	Vliv alterace na obsahy hlavních oxidů	71
5.3	Geochemie	79
5.3.1	Klasifikace metabazitů podle koncentrací stopových prvků	83
5.3.2	Složení lanthanoidů metabazitů SHP	84
5.3.3	Normalizované multivariační diagramy	86
5.3.4	Geotektonické diskriminační diagramy.....	89
6	Diskuse	94
6.1	Vulkanologie.....	94
6.2	Geologie a strukturní geologie	96
6.3	Mineralogie, petrografie a geochemie	98
7	Závěry.....	101
8	Použitá literatura.....	103
9	Přílohy	116
9.1	Příloha I. Geologická mapa SHP v severním okolí Šternberka	116
9.2	Příloha II. Mapa strukturních měření.....	116
9.3	Příloha III. Seznam strukturních měření.....	116
9.4	Příloha IV. Seznam výbrusů, litochemických a mikrosondových analýz	124
9.5	Příloha V. Výsledky výpočtu normativních minerálů technikou NORMAT	125

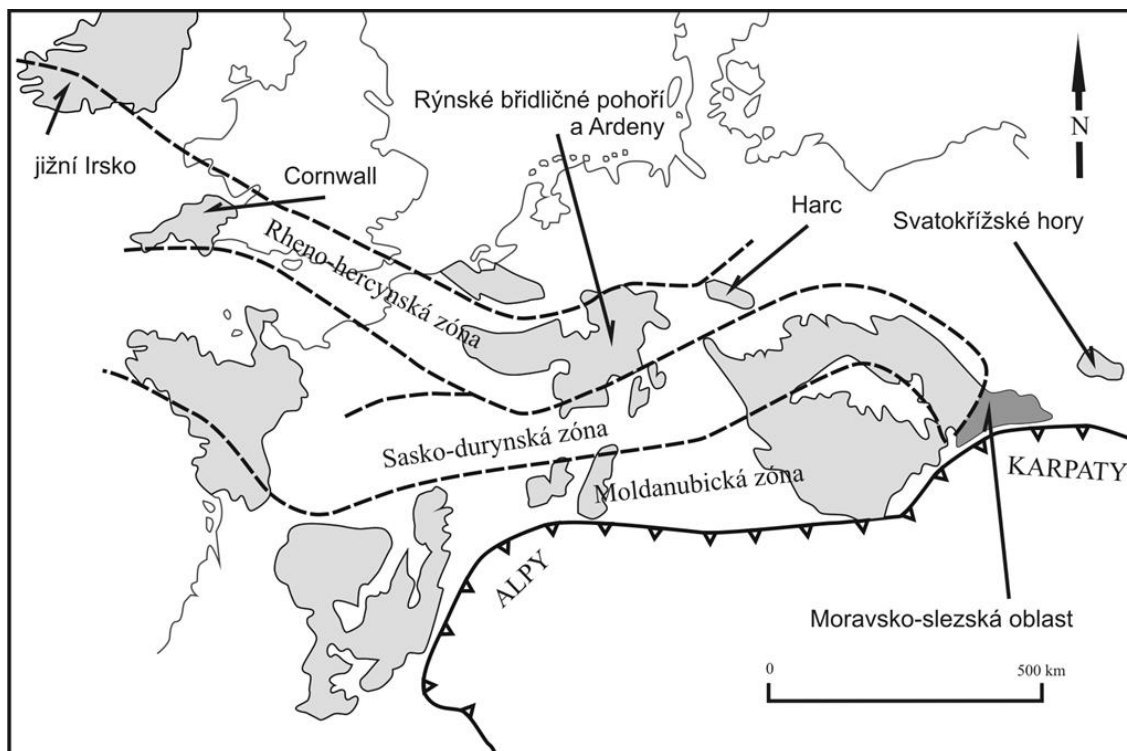
1 Geologická pozice Šternbersko-hornobenešovského pruhu v rámci Českého masivu

Studované území se z regionálně-geologického hlediska nachází v Českém masivu, v celku, který odkrývá nejlépe stavbu jádra variského horstva ve střední Evropě. Samotný Český masiv je tvořen čtyřmi hlavními jednotkami. Jsou to moldanubická oblast, tepelsko-barrandienská oblast, sasko-durynská oblast (zahrnující saxo-thuringikum sensu stricto a lugikum) a moravskoslezská oblast. Prvním třem výše jmenovaným oblastem je prisuzovaná příslušnost k armorické skupině terénů (Armorican Terrane Assemblage, ATA; Franke, 2000). Zatímco moravskoslezská oblast má silnou afinitu k mikrokontinentům východoavalonské provenience (Crowley et al. 2000). Moravskoslezskou oblastí se v současnosti nazývá jednotka obsahující jak brunovistulikum, tak i jeho západní varisky metamorfované ekvivalenty v podloží moldanubického nasunutí (Suess, 1912). Brunovistulikum je označení pro jednotku, která zahrnuje brunii (tradičně označující plutonické a metamorfované jednotky brněnského masivu, dyjského masivu, tišnovských brunid, kladeckého krystalinika a menších výchozů mezi Prostějovem a Olomoucí) a vistulikum tvořené přilehlými oblastmi v Polsku a malopolským masivem (Dudek (1980).

1.1 Původ moravskoslezské oblasti

Samotná moravskoslezská oblast (MSO) má poněkud specifické postavení, i díky tomu je některými autory označovaná jako terán (Kalvoda et al., 2008). Již přesný samotný původ této jednotky zůstává poněkud nejasný, ačkoliv je jistá příslušnost k teránům severního pobřeží Gondwany. Studie, zabývající se Sm-Nd systematikou a datováním xenokrystických zirkonů z vyvřelin a klastických zirkonů neodmyslových modelových stáří a datování zirkonů naznačují afinitu k amazonskému kratonu (Friedl et al., 2000), nebo k severní Africe (Leichman a Höck, 2001), ale jiní autoři přisoudili MSO blízký vztah k Baltice (Żelaźniewicz, 1998). Názorová shoda vládne v tom, že během kambria se moravskoslezská oblast ocitá v blízkosti Baltiky (Cocks, 2002), což podporují i závěry paleomagnetické a biogeografické studie (Nawrocki et al., 2004). Obecně nepřiliš jasná příslušnost je vlastní i Malopolskému masivu a lysogorské jednotce (Pharaoh, 1999). Evidentní vztah s východní Avalonií nastává v průběhu jejich devonsko-karbonského vývoje, ale obě jednotky se zřejmě nacházejí na okraji Baltiky již

v kambriu (Franke, 1989). Kalvoda (2001) na základě srovnání foraminiferových společenstev brunovistulika, malopolského masivu, moesijského teránu, istanbulského teránu a východní Avalonie s armorickou skupinou teránů ve svrchním devonu a spodním karbonu soudí, že jejich druhová diverzita byla vyrovnána až na počátku karbonu, přestože podle paleogeografických analýz Taita et al. (1997) konsolidace Laurusijského kontinentu s ATA nastává již ve svrchním devonu.



Obr. 1.1. Postavení moravskoslezské oblasti v rámci evropské variské zonality (upraveno podle Chlupáče a kol., 2002).

1.2 Významné výskyty rhenohercynika v Evropě

Některé aspekty pozdně paleozoického vývoje má moravskoslezská oblast společně s variscidy rhenohercynské zóny (Engel a Franke, 1983; Finger a Steyrer, 1995). Jsou to devonská extenze doprovázená vulkanismem, karbonská sedimentace flyše a následný vznik uhlonosné molasy. Do této strukturně definované oblasti se řadí významné výskyty v jihoportugalské zóně, v Munsteru v jv. Irsku, v Cornwallu v Británii, v německém Harzu, v Rýnském břidličném pohoří (Německo, Belgie, Lucembursko, Francie) a v některých jednotkách Lugika (obr. 1.1)

V minulosti se výzkum věnoval především lahnské a dillské synklinále v Rýnském břidličném pohoří. Podle shrnutí Königshofa et al. (2010) jsou synklinály vyplněny několika tisíci metry sedimentů, přičemž starší „rýnská“ facie (spodní devon) je typická

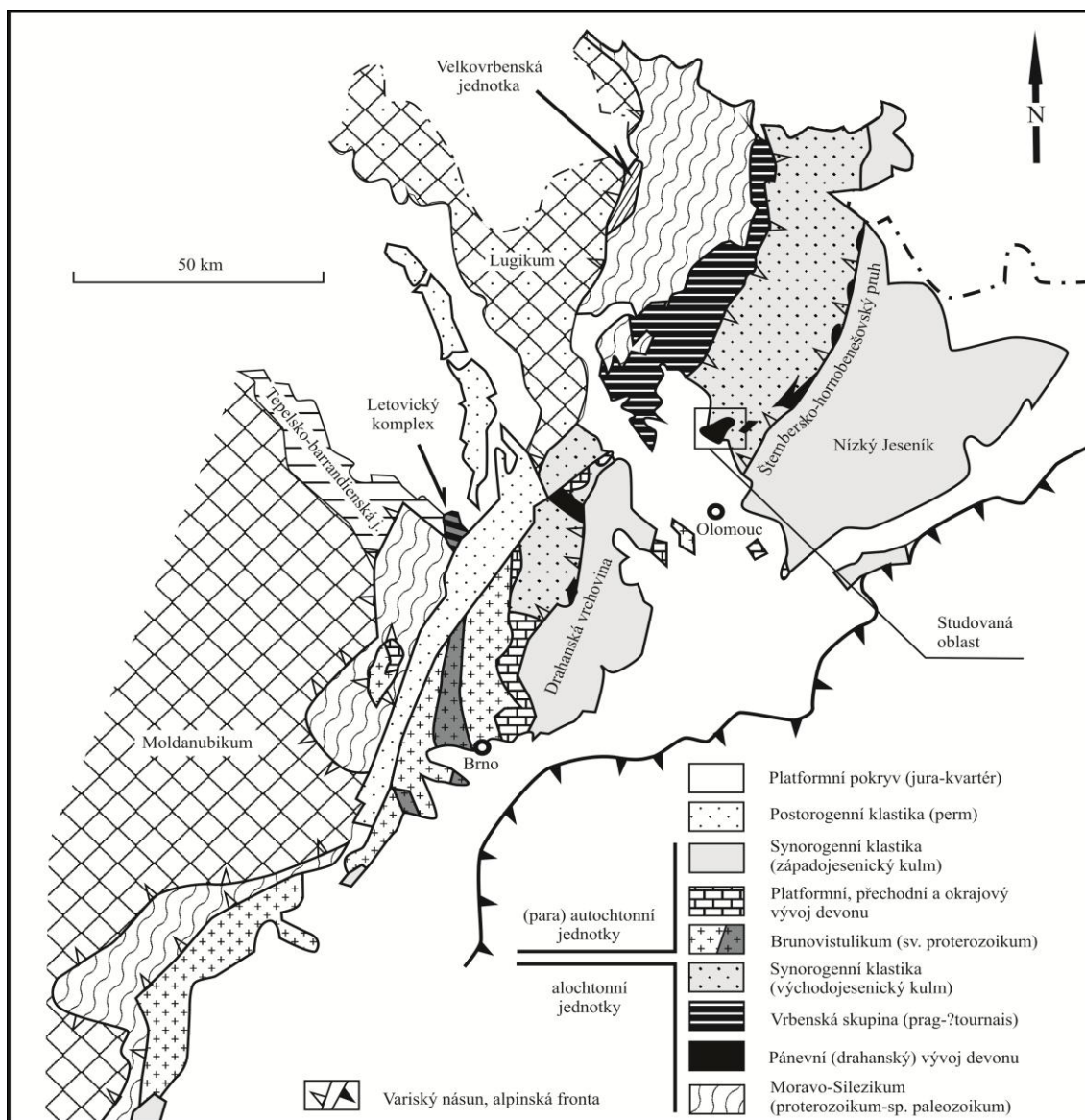
deltovou sedimentací, zatímco „hercynská“ (střední devon až spodní. karbon) facie zase pelagickou sedimentací břidlic a vápenců asociovaných s převážně podmořskými i sub-aerickými vulkanickými komplexy. Vulkanická činnost se odehrála ve třech fázích. Na počátku je objemově nevýznamný felzický vulkanismus; podmořské sopky produkují trachyty až alkalické ryolity (spodní givet). Tyto počáteční produkty vulkanismu jsou následované sérií alkalických bazaltů až trachytů (svrchní givet - frasn). Druhá fáze vulkanismu je svrchnodevonská (spodní famen - svrchní famen) a převažují v ní alkalické bazalty. Ve třetí fázi dominuje vulkanická činnost, jejíž chemismus má afinitu k tholeiitovým bazaltům (spodní karbon). Na interpretaci vzniku pánve se názory různí. Buď se jedná o zaobloukovou pánev, nebo o pasivní kontinentální okraj (Nance et al., 2010). Franke (2006) navrhuje vysvětlení kontinentální extenzí pod vlivem plášťového chocholu.

Další devonská pánevní struktura rhenohercynské zóny, která obsahuje vulkanické produkty je situována v Cornwallu v jihozápadním cípu Británie. Od jihu na sever to jsou pánve Gramscatho, Looe, jižní devonská pánev, pánev Tavy a spodnokarbonská kulmská pánev. Jedná se o území typového devonu, s kompletní stratografií od spodního pragu do famenu, v jehož nadloží pokračuje karbonská sedimentace. Výplň těchto pánví je tvořena souvrstvími širokého litologického spektra od jílovitých a prachovitých břidlic, přes pískovce až po konglomeráty (Isaac et al., 1998). Mafický vulkanismus je spodnodevonský až spodnokarbonský. Po geochemické stránce se vulkanismus vyvíjí od tholeiitického k alkalickému ve spodním devonu a od alkalického vulkanismu ve středním devonu k bazaltům oceánských ostrovů podobným alkalickým vulkanitům ve spodním karbonu (Merriman et al., 2000). Na jih od pánve Gramscatho je obdukován metabazaltový lizardský komplex budovaný amfibolity, mafickými granulity a serpentinity, který má charakter ofiolitového komplexu (Styles et al., 2000). O příslušnosti tohoto komplexu buď k Rheickému oceánu, nebo k oceánské kůře rhenohercynského prostoru mezi geology ještě stále nevládne shoda (Nance a Linnemann, 2008; Shail a Leveridge, 2009). Floyd (1995) interpretoval změnu od bazaltů středooceánských hřbetů po vnitrodeskové bazalty jako proces ztenčování kontinentální kůry až po vznik úzkého pásu oceánské kůry. Merriman et al. (2000) přisuzují geochemické rysy alkalických vulkanitů kontinentálnímu riftu (na základě poměrů izotopů Sm-Nd, které dokládají kontaminaci korovým materiálem) a tholeiitický charakter spíše rozsáhlejšímu stupni

tavení, a pro některé korově nekontaminované tholeiity i vznik v plášti pod oceánskou litosférickou deskou.

Vznik munsterské pánve v jižním Irsku je také spjat s extenzí. Sedimentace v ní má od předchozích odlišný charakter a od středního famenu až do pozdního devonu je kontinentální a tvořena aluviálními usazeninami. Až závěr sedimentace probíhá v mělkém moři (Williams et al., 2000). Počátek vulkanismu menšího rozsahu je zde spíše tholeiitický a ke konci alkalický, ale charakter vulkanismu je podle Prachta (2000) řízen i lokálními podmínkami a tudíž je proměnlivý nejen v čase, ale i v prostoru.

Výše jmenované výskyty sdílejí s vývojem v moravském devonu jisté podobnosti. Jsou to devonská afinita k jižnímu pobřeží Laurussie, devonská extenze se vznikem pánve, alkalický a případně i tholeiitický vnitrodeskový vulkanismus. Vulkanismus má bimodální charakter a je po svém ukončení od rozhraní devonu a karbonu následován sedimentací flyše s vrcholem ve visé. Sedimentace je přerušena po inverzi pánve při variském vrásnění.



Obr. 1.2. Zjednodušená geologická mapa moravskoslezské oblasti (upraveno podle Kalvody et al., 2008) s vyznačenou pozicí studované oblasti.

1.3 Šternbersko-hornobenešovský pruh

Šternbersko-hornobenešovský pruh (SHP) se jeví jako přibližně sv.–jz. orientované pásmo sedimentárních a vulkanických hornin, které vystupuje z podloží karbonského flyše Nízkého Jeseníku na severní Moravě (obr. 1.2). Karbonský flyš (kulmský vývoj) je tímto pásmem dělen na dva celky charakteru příkrovů (Hartley a Otava, 2001). Jsou to západojesenický (andělskohorský) a východojesenický (potštátský) příkrov. Výplň těchto struktur (původně pánví) byla během variské konvergence deformována do podoby západovergentních a východovergentních příkrovů či násunových šupin. Pruh SHP je budován předflyšovými devonskými sedimenty, spodnokarbonskými sedimenty a vulkanity, a jeho ekvivalenty vystupují jako plošně omezené výskyty

v karbonských sedimentech flyše Nízkého Jeseníku (Cháb a kol., 2008). Tento pruh je přibližně paralelní s hranicemi flyšových souvrství a přibližně od úrovně Moravského Berouna tvoří přímou hranici mezi moravickým a hornobenešovským souvrstvím (Dvořák, 1994).

1.4 Vývoj devonské a spodnokarbonské sedimentace v SHP a Nízkém Jeseníku

V devonu dochází v Brunovistuliku k extenzi, díky níž se otvírá nový pánevní sedimentační prostor. Pánev má charakter zaobloukové pánve (Cocks a Fortey, 1982; Kalvoda et al., 2008). Na extenzi reaguje krystalinický podklad různě, což je doloženo faciálním rozrůzněním sedimentace. Protože je devonská sedimentace na Moravě faciálně celkem komplikovaná, bylo v rámci zjednodušení navrženo její rozdělení na čtyři typy faciálního vývoje. Podle Chluáče a kol. (2002) to jsou vývoj pánevní (drahanský), platformní (vývoj moravského krasu), přechodní (ludmírovský) a okrajový (tišnovský)

Vývoj typové oblasti Drahanské vrchoviny (pánevní) ve své sedimentární sekvenci obsahuje stínavsko-chabíčovské břidlice (stínavské vrstvy), jesenecké vápence a poničevské břidlice. Stínavské vrstvy jsou ukládány na krystalinické horniny a počínají transgredujícími bazálními hrubšími klastiky, jež jsou následované anchimetamorfovanými břidlicemi s vložkami Fe-rud, vulkanitů a nečistých vápenců. Vulkanity mohly tvořit podmořské elevace a v jejich blízkosti docházelo k usazování biogenních vápenců jeseneckých vrstev. Sedimentaci flyšových synorogenních sedimentů předchází ukládání laminovaných tmavých pelagických poničevských břidlic s vápenci, které mohou obsahovat silicitické vložky, indikující občasnou kondenzovanou mořskou sedimentaci probíhající pod úrovní karbonátové kompenzace (Carbonate Compensation Depth, CCD). Po tomto souvrství následují karbonské sedimenty flyšového charakteru (Chlupáč a kol., 2002).

Stratigrafický sled jižní části SHP charakteristicky neobsahuje bazální klastika a stínavské vrstvy stínavsko-chabíčovského souvrství jsou zastoupeny mladším členem chabíčovských vrstev, ale jinak je jejich charakter obdobný pánevnímu vývoji Drahanské vrchoviny.

Nástup variské orogeneze s armorickými mikrokontinenty je v pánvi indikován změnou charakteru sedimentace odrážející změnu z extenzního režimu do režimu kompresního. Ta je zpočátku naznačena hiátem a následným ukládáním vápnitých morav-

skoberounských brekcií (vyzrálý materiál bohatý opracovanými písčitými zrnky až valouny křemene, někdy s karbonátovou matrix). Pánev se prohlubuje a je vyplňována souvrstvími charakteru flyše (kulmská facie). Stáří ukládání synorogenních siliciklastik je od spodního visé do spodního namuru. Kalvoda et al. (2008) rozlišují dvě hlavní tektonické jednotky sedimentů ukládané ve dvou rozdílných depocentrech (*obr. 1.2*). Andělskohorské a hornobenešovské souvrství reprezentuje vyplňuje zbytkové rhenohercynské pánve, zatímco paraautochtonní jednotka (moravické a hradecko-kyjovické souvrství) vyplňuje variskou předpolní pánev. S pokračující kolizí se orogén zvedá a eroduje, a mění se i složení těžkých minerálů a klastů. Hlavní depocentra sedimentace se přesouvají ze západojesenické do východojesenické pánve a při tom dochází k erozi, recyklaci a redepozici materiálu starších souvrství do mladších jednotek (Hartley a Otava, 2001).

1.5 Shrnutí nejvýznamnějších poznatků o geologii SHP

Důkladnějšímu výzkumu SHPP se v minulosti věnovalo několik autorů. Pomineme-li méně systematické poznámky autorů devatenáctého století, tak první rozsáhlejší petrografickou prací je práce Pelikana (1898). Ten již rozlišuje široké spektrum metamorfovaných vulkanických a vulkanoklastických hornin i jejich mineralogické složení. Všímá si albitizovaných plagioklasů a také vysokých koncentrací draslíku v živcích. Z dalších minerálů popisuje chlorit, kalcit, rutil, titanit, magnetit, ilmenit, leukoxen, augit, biotit, muskovit a křemen. Věnuje se rovněž zbřidličnatění, vlivu slabé regionální metamorfózy a přeměnám primárních minerálů. O stratigrafii v okolí Šternberka a Chabíčova píše Kettner (1939) a popisuje přítomnost polštářových láv. Na tuto práci navazuje Röhlich (1958). Petrografii, vulkanologii a geochemii byla věnována práce Bartha (1960), který ještě respektoval geosynklinální teorii.

Velké pozornosti bylo věnováno podrobnému průzkumu v 70. letech, kdy byly mimo vyhledávání rudních ložisek v Jeseníkách prováděny mapovací práce a kdy byla lépe pochopena stratigrafie moravského devonu a karbonu. Chlupáč (1965) zde provádí přesnější datování chabíčovských vrstev a určuje jejich stáří jako eifel, tento závěr však později přehodnocuje na dalej (Chlupáč a kol., 2002). Chlupáč (1969) určuje i stáří fauny v břidlicích od Horního Benešova jako eifel. Komplexní stratigrafické zhodnocení SHP je prezentováno v práci Dvořáka (1994), který území kartograficky zpracoval. Ten zhodnocuje sedimentární facie a jejich vztahy. Vyvozuje závěry, že vulkanismus trval v rozpětí od středního devonu do svrchního devonu a že vulkanická elevace byla sou-

stavně erodována. Přínos hrubého klastického materiálu podle něj pochází z vysunutého proterozoického krystalinického prahu na jihozápad od vulkanické elevace. Vyzdviho-
vání vulkanitů si vysvětluje umístěním elevace mezi kolidující bloky krystalinického
základu. S karbonským nástupem flyšoidní sedimentace byl blok krystalinika opět zano-
řen.

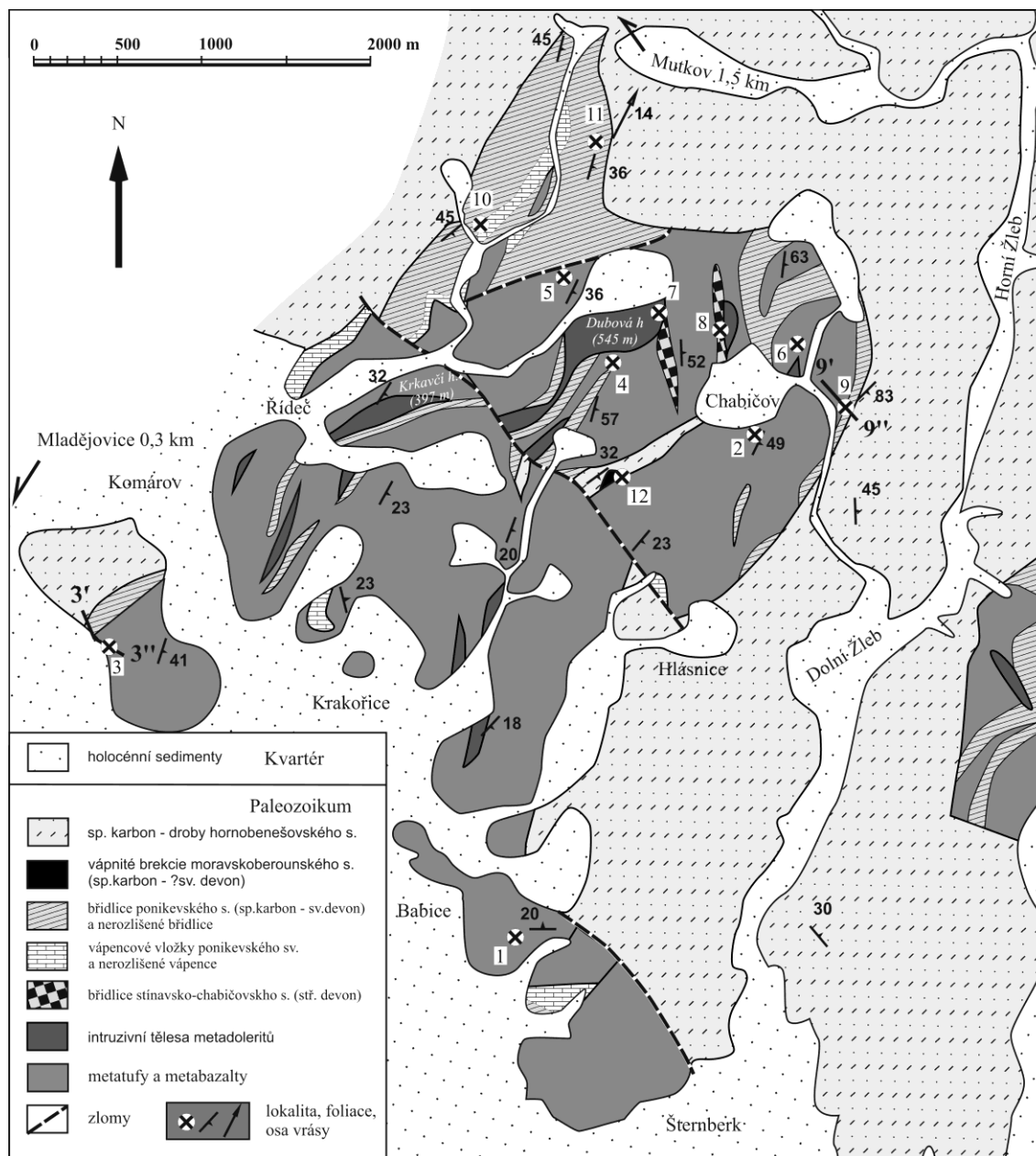
Rozsáhlé zhodnocení vulkanických facií, geochemie a petrologie jako poslední při-
náší ve své disertační práci Přichystal (1985). Práce představuje nejucelenější studii
vulkanitů SHP, která je tematicky blízka této práci. Stratigrafii sedimentů přejímá
od Dvořáka a provádí vlastní mapování vulkanických facií v komplexu mezi Šternber-
kem, Mladějovicemi a Mutkovem, v menším tělese mezi Lipinou a Horní Loděnicí,
v tělese moravskoberounské struktury, výskytu u Nových Valteřic, lestkovecké struktu-
ry, hornobenešovské struktury a výskytů u Lichnova, takže zpracovává prakticky kom-
pletní SHP.

Vulkanické horniny dělí na tři hlavní typy a jejich tufy a hyaloklastity. Jsou to hor-
niny diabasové, spilitické a zelené břidlice společně s metabazalty. V severnějších čás-
tech prahu identifikoval i kyselejší horniny, tzv. keratofyry a křemenné keratofyry. Vel-
kou část práce věnoval geochemickému studiu. U mladších vulkanitů odvodil podle
chemismu pyroxenů afinitu k alkalickým horninám, u starších spíše k tholeiitickým
horninám. Sledoval chemismus hlavních prvků a upozornil na vysokou mobilitu alkálií
a vápníku. Jako hlavní příčinu určuje spilitizaci, karbonatizaci a draselnou metasomató-
zu. Studium některých stopových prvků prozradilo vysokou mobilitu lehkých litofilních
prvků.

Podle vysokých koncentrací TiO_2 , Th, Ni a Cr a podle koncentrací prvků vzácných
zemín určil převážnou většinu vulkanitů jako alkalické bazalty. U žilné horniny od Li-
piny (jejíž stáří má být tournaiské) se přiklání spíše k tholeiitické afinitě. Na základě
afinity a geologického kontextu interpretuje geotektonické prostředí vzniku jako konti-
nentální rift s možným vznikem oceánské kůry, která by se mohla nacházet v podloží
sedimentárního pokryvu. Tímto způsobem si také vysvětluje chemické změny spilitic-
kých hornin, totiž že v důsledku geotermálních systému docházelo ke konvekčnímu
proudění hydrotermálních roztoků, které způsobily metamorfózu nadloží a vznik ložisek
železných rud a barevných kovů. Sekundární přeměny vulkanitů jsou závislé na jejich
primárním chemismu, strukturách a texturách hornin a také na tektonickém porušení,
které ovlivňovalo proudění roztoků, které způsobovaly draselnou metasomatózu.

Přichystal se tématu vulkanických hornin Moravy věnoval i později. Pozoruje pokračování výskytů devonských vulkanitů do oblasti Dražanské a Zlatohorské vrchoviny a interpretuje celou strukturu jako bradlové pásmo (Přichystal, 1996). Čížek a Tomek (1991) nazývají strukturu SHP do předpolí ukloněnou duplexovou zónu (originálně foreland-dipping duplex zone) nebo k východu ukloněnou zónu. Strukturnímu vývoji se věnuje článek Melichara a Bučka (1994). Popisují přerušovaný průběh pásma tvořeného ukloněnými k východu transportovanými (případně sunutými) šupinami devonu. Mocnost jednotlivých šupin směrem k východu klesá, což by mohlo odpovídat různě hlubokým erozním řezům. Způsob uložení interpretovali jako duplex. Provedli měření strukturních prvků ve šternberské a moravskobrounské struktuře a z naměřených dat odvozují dvě deformační fáze D1 a D2. V první fázi spojené se vznikem lineace L1 (SZ–JV, ukloněné k jihovýchodu) vzniká duplex ukloněný do zápolí a nasouvaný směrem k severovýchodu. V druhé pravostranné transpresní fázi se vznikem L2 (SSV–JJZ, ukloněné k jihojihozápadu) a s ní paralelních vrás F1 dochází k překocení šupin a stavby se tak ve výsledku uklání k východu. Další deformace vytvářejí mladší vrásy a zlomy.

2 Geologická a petrologická charakteristika jednotek SHP



Obr. 2.1. Zjednodušená geologická mapa zájmové oblasti. Body označují zajímavé profily (3'-3'' a 9'-9'') a lokality (lok. 1 až lok. 12) zmiňované v textu této kapitoly.

2.1 Geologie a strukturní stavba

Pro správné porozumění prostorových a stratigrafických vztahů těles vulkanických a sedimentárních hornin postižených variskou deformací v jižní části SHP bylo v rámci studia provedeno geologické mapování zájmové oblasti. Tato oblast se nachází v nepravidelném čtyřúhelníku s vrcholy v obcích Šternberk, Řídeč, Mutkov a Horní Žleb a je

omezena na těleso metabazických hornin devonského stáří s obalem karbonských pelitických až psamitických sedimentů flyše Nízkého Jeseníku. Podrobnější geologické mapování v blízkém tělese vulkanických hornin mezi Dolním Žlebem a Lipinou provedeno nebylo. Během mapování byla na výchozech realizována strukturní měření pomocí geologického kompasu a byly rovněž byly odebírány vzorky pro petrografické zpracování. Hlavními výstupy geologického mapování jsou geologická mapa, mapa strukturních měření a tabulka těchto měření (*příloha I, II a III*). Zjednodušená geologická mapa s význačnými lokalitami a profily pro tuto kapitolu je prezentována výše na *obr. 2.1*.

2.1.1 Podmínky pro geologické mapování

Těleso devonských metabazických hornin studované oblasti vystupuje na povrch na třech kvartérními sedimenty oddělených územích. Nejmenší z nich se nachází mezi obcemi Mladějovice, Komárov a Krakořice a je dobře odkryto díky zářezu železniční trati, která toto těleso protíná ve směru SSZ–JJV. Zde se metabazity nalézají v překocené pozici. Druhé území, kde devonské horniny morfologicky vystupují na povrch, se nachází na severní hranici města Šternberk a pokračuje sz. směrem až k obci Babice. Toto těleso neposkytuje takřka žádné přirozené výchozy a je převážně pokryto poli, k dispozici jsou jen umělé výchozy ve třech drobných lomech. Metabazitové sekvence tady vystupují v normální pozici, slabě ukloněny k severu. Největší souvislá plocha, kde jsou devonské horniny přístupné zkoumání, se nachází na SV od předchozích dvou, na jihovýchodních svazích podél zlomů Hornomoravského úvalu vyzdvížené paroviny Nízkého Jeseníku, do kterých se zařezávají toky Zlatého potoka, Babického potoka a bezejmenný pravostranný přítok Sítky. Terén u paty svahu je málo členitý a poskytuje jen omezené množství přirozených výchozů. Vodní toky střední části zalesněného svahu se zařezávají hlouběji a eroze odkrývá skalní výchozy nevelkého rozsahu. Ve svrchní části, kde svah přechází v parovinu (severně od obce Chabíčov) se nacházejí pastviny a geologické mapování je zde obtížné. Orientace bochníků polštářových láv prozrazuje, že minimálně od Dubové hory (545 m n. m.) dále na východ je toto těleso překocené.

2.1.2 Shrnutí hlavních rysů geologické stavby

Jádro struktury je tvořeno převážně metavulkanoklastickými horninami, místy s vloženými polohami polštářových láv nebo vzácně celých lávových příkrovů (metabazalty). Tento vulkanický komplex obsahuje vložky pelitického sedimentárního materiálu. Komplex je pronikán žilami bazických mělce intruzivních těles (metadolerity). Málo mocné intruze a okrajové partie mocnějších intruzí jsou charakteristické vývojem

sloupcové odlučnosti původně kolmé na kontakt s intrudovaným tělesem. Směr sloupů a úhel kontaktu mohl být později modifikován variskou deformací. Některé intruze mají charakter ložních žil, nelze ale vyloučit přítomnost pravých žil. Hranice komplexu je na SZ tvořena břidlicemi ponikevského souvrství s charakteristickými vložkami vápenců a silicitů. V jejich stratigrafickém nadloží se potom nachází břidlice s tenkými vložkami jemnozrnných drob nejisté příslušnosti (buď ponikevské břidlice charakteru jemného flyše, nebo andělskohorské, již hornobenešovské břidlice). Břidlice jsou tektonicky redukovány na samém jz. i v. okraji na mocnost nepřesahující několik desítek metrů. Zvláště břidlice v. okraje jsou poznamenány intenzivní deformací. Stratigrafické nadloží břidlic je tvořeno drobami hornobenešovského souvrství.

2.2 Geologická stavba

Nejstaršími horninami studovaného území jsou metavulkanické a metavulkanoklastické horniny. Přesné stáří počátku vulkanismu zde nebylo určeno, ale na základě paleontologického stáří vložek fosiliferních jílovitých břidlic s mořskou faunou a suchozemskou flórou od Chabičova je pravděpodobné, že vulkanismus je minimálně svrchnoemský (Chlupáč a kol., 2002). Vulkanismus má zřejmý podmořský ráz, metavulkanickému komplexu totiž dominují metavulkanoklastické horniny vzniklé velkou měrou v důsledku kontaktu mezi mořskou vodou a horkou lávou. Tato reakce musela být místy značně bouřlivá, protože některá metavulkanoklastika jsou intenzivně fragmentovaná a tuto fragmentaci by nezavinil pouze gravitační transport, ale expanze plynů při kontaktu s mořskou vodou. Velikosti metavulkanoklastických fragmentů se pohybují od popelové frakce přes částice velikosti písku až po bloky a balvany velikosti desítek centimetrů. Metatufy vytvářejí při budování komplexu lavice o mocnosti 0,5-5 m, které jsou ve většině případů tvořené špatně vytríděnou směsí lapillových fragmentů s různým podílem popelové příměsi, přičemž mívají podpůrnou stavbu matrix. Méně časté jsou lavice vytríděného popelového materiálu. Místy celkem hojné jsou potom lavice tvořené fragmenty polštářových láv i celých utržených polštářů. Na rozdíl od skutečných polštářových láv obsahují tyto lavice mezi fragmenty větší množství mezerní hmoty (tento materiál je tvořen částicemi popelové frakce nebo kalcitem) a tvar sousedních polštářů nenaznačuje, že by utuhly vedle sebe (mladší polštáře “nezatékají” do nerovného povrchu již utuhlých polštářů). Některé lavice mají charakter pozitivního gradačního zvrstvení s hrubými metabrekciemi v bazální části. Vzhůru se velikost fragmentů snižuje až na velikost lapilli (v řádu centimetrů). Tyto lavice, vytvářející cykly, byly pozorovány na-

příklad v lůmku s vodojemem u důlní míry Prokop mezi Šternberkem a Babicemi (lok. 1, *obr. 2.1*; profil 1', *obr. 2.2*). Vrstvy na této lokalitě jsou uloženy subhorizontálně a z morfologie polštářových láv na bázi profilu je zřejmé, že jsou nepřekoceny. Nadložní lavice vulkanických fragmentů vznikaly patrně v důsledku kratších gravitačních podmorských skluzů charakteru úlomkotoků.

Intenzivnější reakci na kontaktu mezi mořskou vodou a lávou dokládá přítomnost vezikulárních lapilli či bomb a ostrohranných úlomků polštářů ve špatně vytríděných lapillových metatufech bez výrazné zrnitostní gradace na lokalitě ve vjv. okolí Chabičova (lok. 2, *obr. 2.1*). Sekvence s jemnozrnnými lapillovými a popelovými metatufy nebývají přítomny.

Poněkud klidnější reakcí mezi mořskou vodou a lávou vznikají polštářové lávy. Výchozy s typickými polštářovými lávami jsou v okolí Šternberka spíše vzácné. Jejich polštáře mohou dosahovat i značných rozměrů (o délce přes 2 m a mocnosti přes 0,5 m). V zářezu železniční dráhy u Mladějovic je zachována překocená sekvence od středně hrubých lapillových metatufů přes hrubé metabrekcie až po polštářové lávy metabazaltů. Při představě převrácení do normální polohy se v jejich stratigrafickém nadloží nachází asi 20 metrů mocný lávový příkrov, který má na bázi charakter masivní lávy s vyvinutou hrubě sloupcovitou odlučností, vzhůru se tloušťka sloupců snižuje a tato sloupcovitost postupně přechází v metabrekciím podobné horniny. Do nadloží hrubost metabrekcií rychle roste až do velikostí klastů s délkami přes 2 metry. Svrchní část příkrovu tvoří prokazatelně klasické polštářové lávy (lok. 3, *obr. 2.1*; profil 3'-3'', *obr. 2.2*).

Polštářové lávy v překocené poloze jsou přítomné také na výchozu v zářezu lesní silnice na svazích Dubové hory sv. od Chabičova (lok. 4, *obr. 2.1*)

V těsné blízkosti polštářových láv musela vznikat i facie hrubších autoklastických tufů (o velikosti fragmentů od větších lapilli až po bloky), která se vyznačuje ostrohrannými fragmenty polštářů bez většího obsahu popelové frakce. Takové vulkanoklastické horniny nebyly transportovány na velkou vzdálenost a zřejmě se ani neúčastnily úlomkotoků, které by vedly k rozpadu polštářů a smísení klastů s jemnozrnnějším materiálem. Horniny tohoto typu jsou prostorově omezené výlučně na nejvyšší část východního svahu údolí Zlatého potoka 0,5 km sz. od vrcholu Dubové hory (lok. 5, *obr. 2.1*).

Tufy vzniklé při gravitačním přemístění polštářů a jejich fragmentaci získaly charakter ostrohranných metabrekcií (lok. 6, *obr. 2.1*)

V komplexu jsou přítomny i intruzivních metadoleritové žíly. Většinou bývají porfyrické a jejich tělesa mohou dosahovat značných mocností. Jedno z větších intruzivních těles se nachází v severní části Dubové hory (lok. 7, *obr. 2.1*). Menší intruzivní těleso bylo těženo již zašlým lomem na sever od Chabičova v blízkosti paleontologické lokality. Kontakty těchto těles bohužel nebývají odkryty, takže nelze zhodnotit s jistotou jejich vztahy s okolními horninami. Z pozorování sloupcovitého rozpadu metadoleritů lze někdy usuzovat na blízkost kontaktu s okolní horninou, která odváděla teplo a způsobila charakteristický vývoj sloupcovité odlučnosti termální kontrakcí. Nelze ani vyloučit, že se v některých případech jedná o bazální části vulkanických příkrovů, tak, jak to bylo pozorováno v zářezu železniční trati u Mladějovic (zde se ale petrograficky jedná o metabazalty; lok. 3, *obr. 2.1*). Metadoleritová tělesa tak mohou být blízce prostorově vázaná na výskyt metabazaltů v polštářovém vývoji.

Vložky sedimentárního materiálu ve vulkanoklastické sekvenci tvoří, jak již bylo řečeno, břidlice chabičovských vrstev. Jejich tělesa bývají protažená přibližně ve směru SSZ–VJV a nejsou příliš hojná. Maximální pravá mocnost těchto vrstev se pohybuje kolem 20 metrů. Severně od obce Chabičov v nich byl na jedné lokalitě paleontologicky prokázán svrchní ems (Chlupáč, 2002) (lok. 8, *obr. 2.1*).

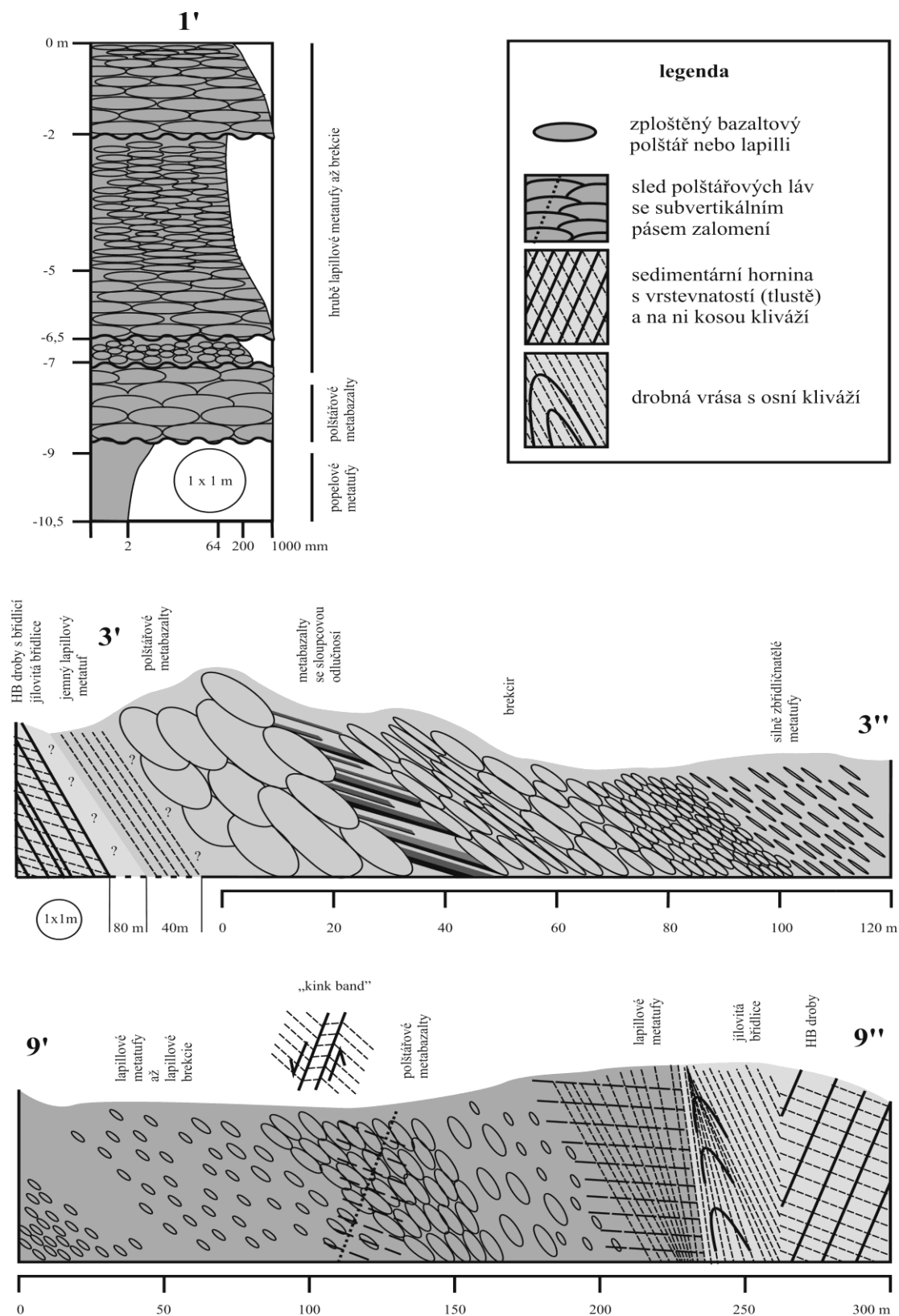
Jako zajímavé vložky vulkanického komplexu se vyskytují i nečisté vápence. Jejich příměs tvoří vulkanický popel či jílové minerály: Karbonát bývá silně rekrystalován (zrna kalcitu kolem 1 mm), takže výslednou horninu tvoří krystalický kalcit s hnízdy chloritu nebo šmouhami fylosilikátů, díky čemuž tato hornina může získávat světle zelený flekatý vzhled (takové nečisté vápence se vyskytují například 200 m SZ od Řídče, nebo 300 m S od Krákořic). Pokud byl v karbonátové hornině přítomen navíc organický materiál, hornina dostává šedavý vzhled (takové nečisté vápence se nacházejí 300 m SZ od Hlásnice).

Kontakt vulkanosedimentárního komplexu s nadložními břidlicemi má na východním okraji charakter tektonický s výrazným zestrmením struktur do vertikály a silnou deformací břidlic (na lok. 9 se vznikem vrás, pásů zalomení, výskytem budin kyselých Fe-rud a pískovců v břidlicích, *obr. 2.1*; profil 9'–9'', *obr. 2.2*). SZ. okraj má poněkud odlišný charakter. Severní část kontaktu vulkanosedimentárního komplexu s ponikevskými břidlicemi je jednoznačně tektonická a je tvořena strmým zlomem směru SV–JZ. Zatímco střední část samotného kontaktu netvoří reprezentativní výchoz, tak nadložní ponikevské břidlice s vápenci obsahují hojné až několik desítek centimetrů velké bloky

metabazaltů charakteru olistolitů. Jižní část tohoto kontaktu (lok. 3, *obr. 2.1*; profil 3'-3'', *obr. 2.2*) je zřejmě opět tektonizovaná a ve stratigrafickém nadloží překocených polštářových láv jsou břidlice bez vložek vápenců o nepravé mocnosti několika desítek metrů.

Břidlice stratigrafického nadloží na SZ od vulkanického komplexu mají charakter ponikevských břidlic, které jsou při své bázi typické lavicovitými vložkami tmavých mikritových vápenců. Tyto lavice mohou dosahovat mocností až přes 0,5 m a jsou prokládané tenkými vrstvami (1-2 cm) radiolaritových a vápnitých břidlic (lok. 10, *obr. 2.1*). Do nadloží vápencové lavice ztrácí mocnost a převažují radiolaritové břidlice, které se střídají s jílovitými břidlicemi. V nejsvrchnější části pak ubývá i radiolaritových břidlic a objevují se tenké laminy jemných psamitů střídané se sericitizovanými jílovitými břidlicemi, čímž začínají tyto břidlice mít vzhled jemného rytmiického flyše (lok. 11, *obr. 2.1*) podobného andělskohorským břidlicím. Středně a hrubozrnné droby v nadloží břidlic se objevují náhle. Tyto droby patří nepochybně hornobenešovskému souvrství, to stejné platí i pro východní okraj struktury.

Zajímavý je výskyt středně zrnitých až hrubozrnných hornobenešovských drob a zvláště pak výskyt vápnitých brekcií moravskoberounského souvrství v centru komplexu vulkanoklastických hornin asi 1000 m ZJZ od Chabičova (lok. 12, *obr. 2.1*). Moravskoberounské vápnité brekcie jsou výrazné špatným zrnitostním vytříděním, ale dobře zaoblenými zrny křemene (cca 1 cm) a plochými útržky mikritových vápenců, které dosahují až několika centimetrů na délku a které volně plavou v matrixu křemenných zrn. Vztah obou litologií (hornobenešovských drob a moravskoberounských brekcií) není z terénního průzkumu jasný, ale tektonické strukturní nadloží moravskoberounských vrstev je tvořeno opět lapillovými metatufy stínavsko-chabičovského souvrství. Strukturní podloží hornobenešovských drob je pak tvořeno břidlicemi nejasné příslušnosti, Dvořákem (1994) interpretovaných jako břidlice andělskohorského souvrství. Pokud jsou ve studované oblasti SHB přítomny andělskohorské břidlice, pak dosahují výrazně nižších mocností (max. v řádu desítek metrů), než v severovýchodně situované antiklinále Nízkého Jeseníku (Dvořák, 1994).



Obr. 2.2. Idealizované profily vybraných lokalit SHP: lok. 1) vertikální profil vulkanoklastickou sekvencí v nadloží polštářových normálním uložení (naznačeno zjemňování součástek v rámci každé lavičky); lok. 3) profil západního kontaktu vulkanického komplexu; lok. 9) profil východního kontaktu vulkanického komplexu s naznačenými strukturálními prvky (zestrmění foliací, vznik vrás atd.)

2.2.1 Charakter hranic metabazického komplexu

Charakter kontaktů se spodním karbonem není kvůli omezené odkrytosti terénu příliš zřejmý. Pouze jeden přímý výchoz na severovýchodním cípu struktury (lok. 9, *obr. 2.1*; profil 9'-9'', *obr. 2.2*) jasně naznačuje, že se jedná o tektonický kontakt s výrazně ztenčenými a silně deformovanými břidlicemi nejisté stratigrafické příslušnosti a s drobami hornobenešovského souvrství. Je v něm vyvinuta navíc pozdní plochá kliváž. Jihovýchodní kontakt je skryt kvartérními sedimenty. Severní kontakt vulkanického komplexu a ponikevských břidlic s vápenci je jednoznačně tektonický a je tvořen přesmykovým zlomem kry metatufů přes tyto břidlice. Severozápadní kontakt (lok. 3, *obr. 2.1*; profil 3'-3'', *obr. 2.2*) je potom tvořen souvrstvím převrácených polštářových metabazaltů ve strukturním podloží s metatufy, do strukturního podloží směrem na SZ následovaný ztenčenou polohou břidlic a karbonskými drobami s břidlicemi převráceného křídla vrásky. Tento kontakt je zřejmě také tektonický. Celkové ohraničení komplexu devonských metabazitů tedy může být tektonické, vzhledem k velkému ztenčení mocnosti ponikevského souvrství na severozápadní i jihovýchodní hranici, ke značnému ztenčení až absenci andělskohorského souvrství a k existenci přesmykového zlomu na severozápadní hranici tohoto komplexu, což odporuje interpretaci malé mocnosti břidlic na kontaktech jako hiátu nebo kondenzované sedimentace nadložních vrstev (Dvořák, 1994).

2.3 Tektonická deformace studované oblasti

Horniny zájmové oblasti se vyznačují heterogenní distribucí deformačních struktur a to jak v měřítku výchozu, tak v měřítku regionálním. Deformace se nejvíce projevuje v jemnozrnnějších litologiích jako jsou popelové až lapillové metatufy a břidlice, relativně odolnější bývají metabazalty polštářových láv a vápence, naproti tomu nejslabší deformace je k vidění v tělesech metadoleritů a drob. Kromě velikosti tělesa a litologie, která určuje náchylnost k deformaci, byly v mapovém měřítku vyznačovány celé zóny, které akumulovaly výrazně intenzivnější deformaci než jejich okolí. Takové zóny dosahují až několika desítek metrů pravé mocnosti. Zatímco v okolních horninách má planární deformační stavba charakter zploštění primární všesměrné sedimentární stavby, v těchto střížných zónách jsou horniny stlačené ještě silněji se vznikem distribuovaných klivážových ploch paralelních s metamorfní foliací. Takové zóny jsou situovány spíše v severozápadním cípu devonu a také ve střední části západního kontaktu s karbonskými sedimenty. Plochá kliváž (sekundární metamorfní foliace) je vlastní pouze metabazickým horninám na jihozápadním okraji celé struktury. U lapillových metatufů je často i mimo střížné zóny pozorován vznik lineace protažení klastů.

2.3.1 Strukturní prvky v horninách Šterbersko-hornobenešovského pruhu

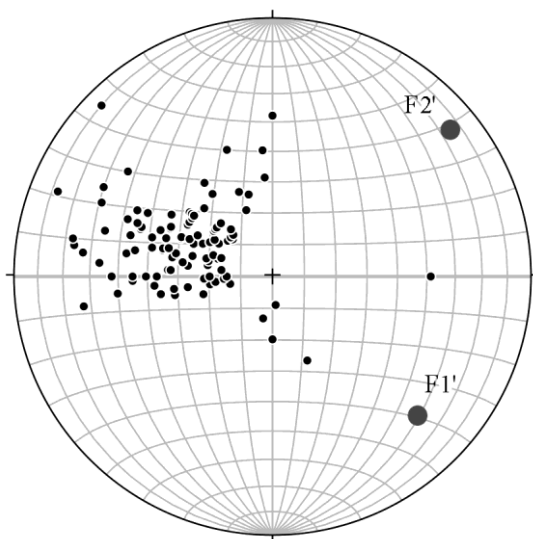
V *příloze II* je přiložena mapa veškerých strukturních měření s vyznačeným charakterem kontaktů vulkanického komplexu s horninami stratigrafického nadloží. V *příloze III* je pak k dispozici tabulka získaných měření. Stereogramy ve Schmidtově plochojevné projekci byly konstruovány programem Stereonet 8.5 (Cardozo a Allmendinger, 2013). Následující text popisuje metamorfní foliaci, kliváž sedimentů a vrstevnatost (planární strukturní prvky), lineace a vrásky.

2.3.1.1 Metamorfní foliace metabazitů

Nejvýraznějším planárním prvkem v tělesech metatufů a metabazaltů je metamorfní foliace. Ta se projevuje zaprvé jako zploštění klastů a polštářů a za druhé jako jejich tendence k břidličnatému štípání při úderu geologického kladiva. Břidličnatost je způsobena paralelním růstem fylosilikátových šupin jako produktu rozpadu mafických minerálů, zploštěním karbonátových amygdal a rekrystalizací jejich kalcitové výplně a rekrystalizací bazaltového skla kolmo na působící hlavní složku napětového elipsoidu. V metadoleritech se metamorfní foliace projevuje slabě.

Sekundární kliváž (kliváž oddálení) ploše zapadající k JV byla zjištěna pouze v nejzápadnějším cípu komplexu v ohybu (flexuře) metamorfně foliovaných metabazaltů (primární metamorfní foliace zde je paralelní s vrstevnatostí a obě jsou až subvertikální zapadající k JV) na kontaktu s karbonskými drobami. Kromě této výjimky je sekundární kliváž prakticky paralelní s metamorfní foliací

Rozptyl metamorfních foliací na stereografické projekci (*obr. 2.3*) poukazuje na modifikaci jejich sklonu při následném zvrásnění, přičemž je patrné, že dominantní vrásová osa (téměř subhorizontálně zapadající k jihovýchodu, ve stereogramu F1') je rovnoběžná s plochami hlavní skupiny foliací (L1), a že menší množství foliací je sklápěno druhým systémem vrás (paralelních s L2, ve stereogramu F2') s vrásovou osou zapadající pod nízkým úhlem severovýchodním směrem.



Obr. 2.3. Souhrnný stereogram pólů ploch metamorfní foliace. Povšimněme si přítomnosti dvou různě se uklánějících generací foliací (podle vrás F1' a F2').

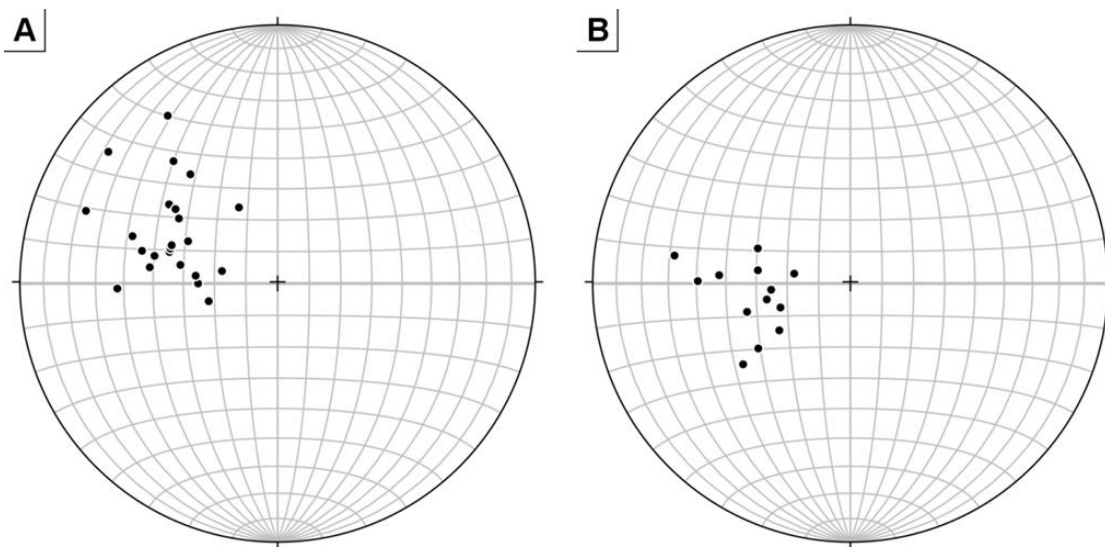
2.3.1.2 Kliváž

Zvláště v pelitických litologiích má sekundární foliace charakter pervazivní kontinuální břidličné kliváže (slaty cleavage), která kose (zpravidla pod nízkým úhlem 20–30°) protíná vrstevnatost. Kliváž je tvořena reorientovanými šupinami muskovitu (sericitu). V břidlicích s laminami prachovců nebo jemných psamitů vzniká kliváž oddálení s litony velikosti řádu prvních milimetrů. To samé platí i pro břidlice s laminami nečistých vápenců nebo silicitů. V drobách bývá kliváž vyvinuta velmi špatně.

Na *obr. 2.4.A* jsou předloženy stereografické projekce pólů ploch kliváže měřených na pelitech převážně ze severní části struktury (především břidlice ponikevského sou-

vrstvi), jejichž body jsou rozptýleny podél velkého oblouku podobně jako měření v metabazitech. Jejich směry byly modifikovány vrásami s osami ploše upadajícími k SV. Tyto břidlice tvoří velkou izoklinální vrásu vybíhající na SSV od tělesa metabazitů, její osní rovina zapadá pod středním úhlem na JV. Ve svém jádru obsahují ponikevské břidlice vápence a případně budiny metabazitů a do nadloží přecházejí do břidlic litologicky podobných andělskohorským břidlicím.

Naproti tomu na *obr. 2.4.B* jsou vyobrazeny póly ploch kliváže v karbonských drobách obklopující strukturu a ty tvoří poněkud méně rozptýlenou skupinu bodů jejichž plochy zapadají pod středními úhly k východu až k severovýchodu. Kliváž v drobách je špatně vyvinutá, ale může mít charakter kliváže oddálení. Důležitým poznatkem je, že na západ od devonu je drobová kliváž přibližně konkordantní s metamorfní foliací v tělese metabazitů a ponikevských břidlic. Vztah s vrstevnatostí naznačuje, že se jedná o překocené rameno vrásy. Naopak na východě je směr drobová kliváž stočen asi o 100° ve směru hodinových ručiček oproti metamorfní foliaci v drobách a zapadá pod středními úhly k severovýchodu, zatímco jejich vrstevnatost zapadá pod strmými úhly k jihovýchodu.



Obr. 2.4. Stereografická projekce pólů ploch kliváže: (A) pelity severní části struktury; (B) karbonské droby hornobenešovského souvrství.

2.3.1.3 Vrstevnatost

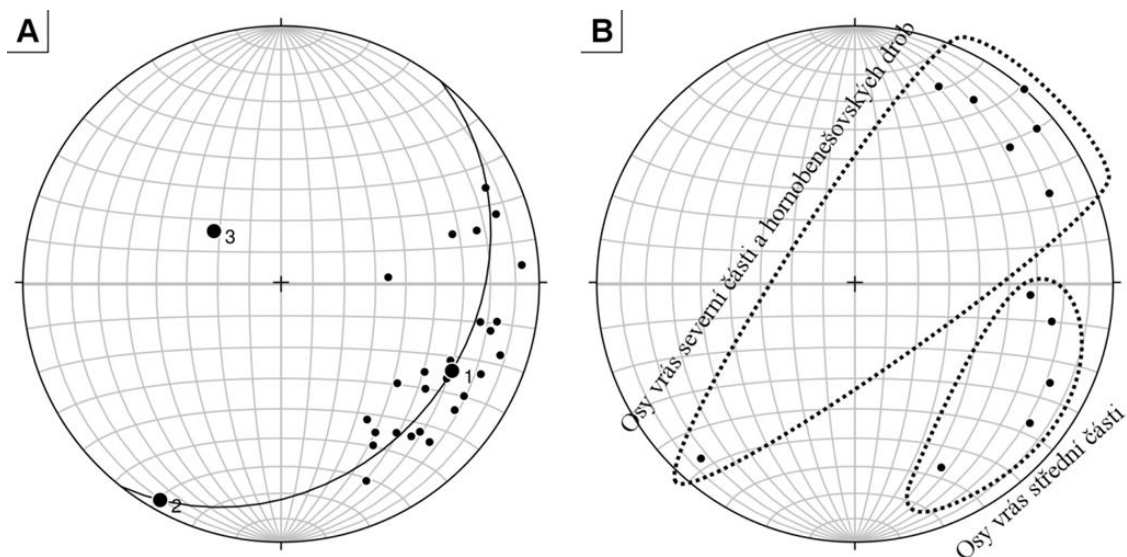
Vrstevnatost metatufů se zdá být ve většině případů zhruba paralelní s metamorfní foliací (alespoň tak se to zdá při srovnání metamorfní foliace a uložení mocnějších metatufových lavic), ale z povahy litologie není možné ji přesně měřit (hrubější vulkanoklastika nemají zřetelnou vrstevnatost a vrstevnatost popelových metatufů je zastřena

metamorfni foliací). Odlišná situace je u sedimentů, jejichž foliace svírá s kliváží vyšší úhel. Vrstevnatost je dobře měřitelná zvláště když je zdůrazněna střídáním různě barevných lamin nebo vložkami vápenců, silicitů (radiolaritů) nebo prachovců. Dobře patrná vrstevnatost bývá také v drobách.

Znalost vztahu mezi kliváží, která je paralelní s osní rovinou, a vrásněnou vrstevnatostí pomáhá u překocených vrás identifikovat vrstvy vrásněním překlopené. Je tak možné zjistit, že vrstvy drobového masivu na sever a na východ od devonské struktury jsou součástí překocených vrásových ramen (kliváž upadající stejným směrem jako vrstevnatost zapadá pod menším úhlem). Vrstevnatost v drobách na jih od struktury však nemá stejný směr jako kliváž a nelze posoudit, jestli se jedná o překocené vrstvy.

2.3.1.4 Lineace protažení

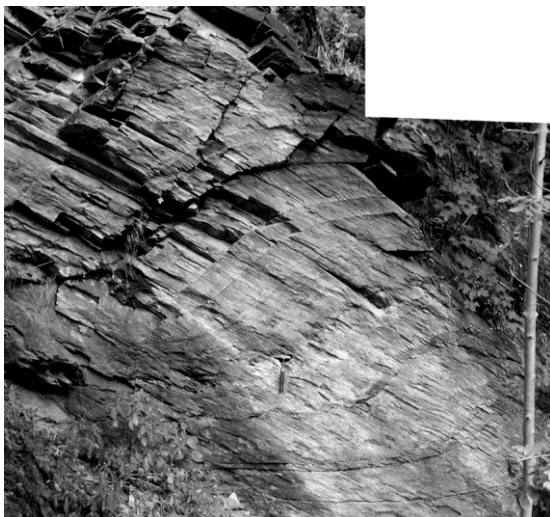
Pro mnoho výchozů litoklastických metatufů je vedle zploštění klastů také typické výrazné protažení podél jedné z os kolmých na stlačení. V jižní polovině studované oblasti metabazitů převažují lineace sz.–jv. směru, které upadají ploše k JV. Tyto lineace odpovídají lineacím L1, jak je označují ve své práci Melichar a Buček (1994). Lineace protažení v ssz.–jjv. směru byla naměřena v nepřekoceném tělese metabazitů mezi Šternberkem a Krákořicemi, zde zapadá pod nízkým úhlem k SSZ. Ve středním severním a západním sektoru hlavní části komplexu se lineace stáčí na západ do směru Z–V s upadáním k východu pod středními úhly. Při samém severovýchodním okraji komplexu byly změřeny foliace SV–JZ až SSV–JJZ směru upadající ploše k SSV respektive SV. Tyto lineace jsou ve výše zmíněné práci označeny jako L2. Na stereogramu *obr. 2.5.A* jsou vyznačeny změřené směry v hlavním tělese metabazitů (severovýchodní části). Lineace protažení klastů jsou rotovány podél subvertikální osy proti směru hodinových ručiček a jejich směry se mění od jihovýchodních k východo-severovýchodním, přičemž se slabě zmenšuje úhel jejich zapadání. Oba extrémní směry lineací protažení zhruba odpovídají směrům významných vrás tělesa metabazitů (*obr. 2.5.A a 2.5.B*).



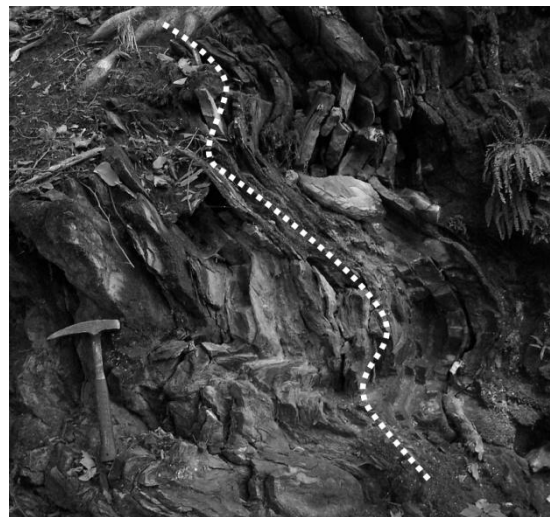
Obr. 2.5. Stereogram lineárních strukturních prvků: (A) lineace protažení, bod č.3 označuje průběh vertikální osy, kolem které lineace zdánlivě rotují; (B) vrásové osy; dvě charakteristické skupiny vrás.

2.3.1.5 Vrásky

Dobře vyvinuté subhorizontální vrásky menšího rozsahu (amplituda 0,5 m, vlnová délka 3 m) se směry SSV–JJZ vznikají v rytmitích břidlic až jemnozrnných drob a v ponikevských břidlicích s vápenci blízko kontaktů s hornobenešovskými drobami. Vrásky v metabazitech nejsou výrazným strukturním prvkem. Jen vzácně vznikají ploše zapadající rozevřené vrásky malé amplitudy (do 20 cm) s vlnovou délkou kolem 2 m (sz.–jv. směru). Na východní hranici vznikají v metabazitech subhorizontální vrásky sv. až ssv. směru, v centrální části se naproti tomu vrásky stáčejí upadající pod nižšími středními úhly spíše k východu až k jihovýchodu. Směry os vrás v. až sv. směru jsou přibližně paralelní se subhorizontálními lineacemi protažení metatufů. Zdá se, tedy, že tyto oba systémy vrás jsou spjaty se vznikem lineací dvou generací. Lineace (L1) a vrásky (F1) přibližně směru SZ–JV jsou zřejmě starší a násunového charakteru, kdežto vrásky (F2) směru SSV–JJZ jsou pozdější a spjaty s pravostrannou transpresí. Starší vrásky s osami ssv–jjz. směru tvoří například systém parazitických šplhavých vrás poklesového charakteru na východní hranici ponikevského souvrství (obr. 2.7; lok. 11, obr. 2.1). Parazitické starší vrásky jsou vyvinuty i na západní hranici ponikevského souvrství, a to ve výchozech vápencových vrstev na severozápadních svazích údolí Zlatého potoka. Tyto vrásky mají násunovou asymetrii (obr. 2.6; lok. 12, obr. 2.1) pravděpodobně v důsledku překročení zámkové linie (oproti východnějšímu rameni s poklesovými vrásami). Veškeré změřené vrásky a výrazné ohyby jsou vyneseny do stereografické projekce na obr. 2.5.B.

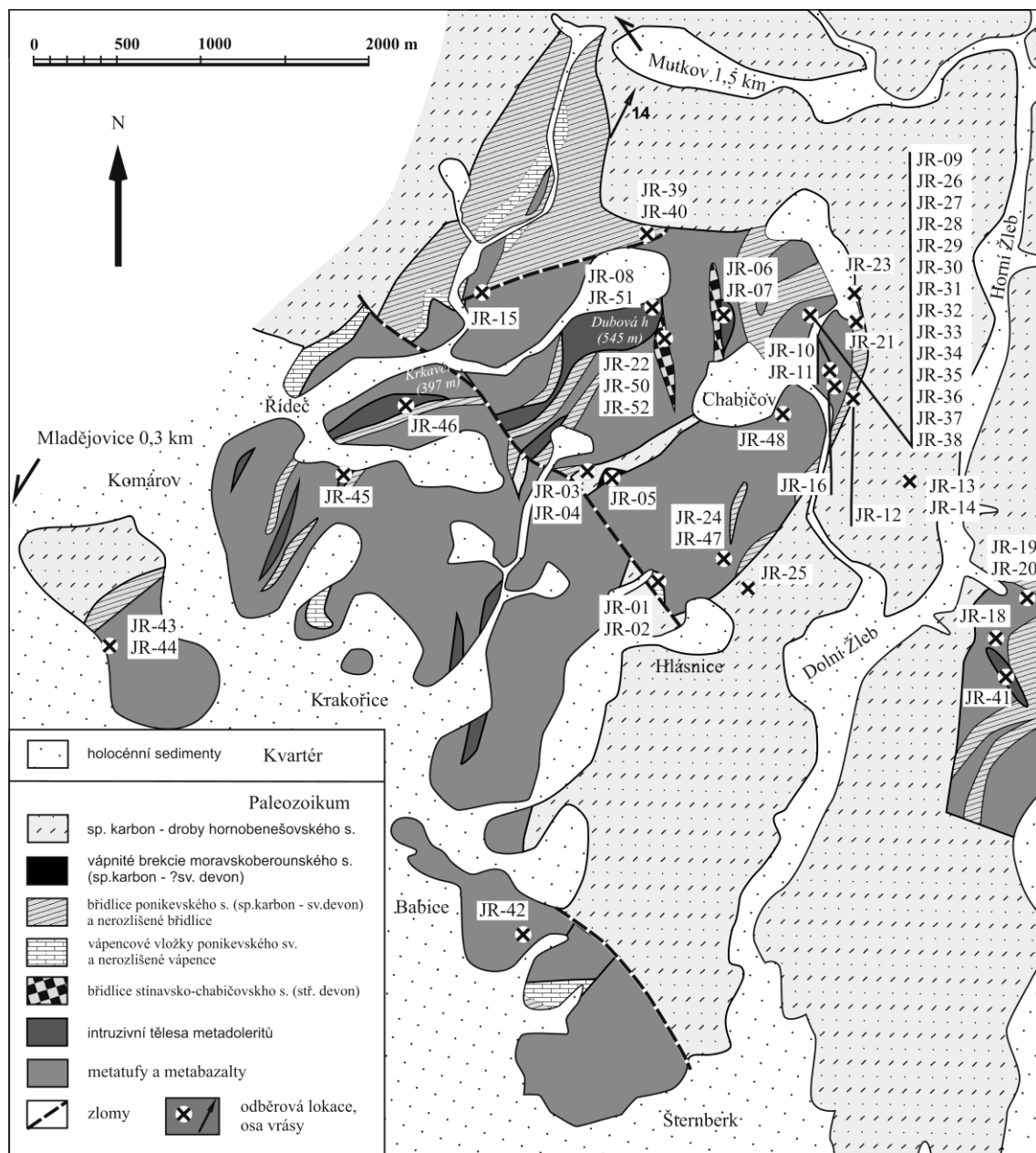


Obr. 2.6. Parazitické vrásky v sedimentech s cykly jemnozrnných pískovců až břidlic ponikevského nebo andělskohorského souvrství. $S_2=106^\circ/36^\circ$ $F_2=33^\circ/16^\circ$



Obr. 2.7. Parazitické vrásky ve vápencích s vložkami břidlic a radiolaritů ponikevského souvrství. $F_2=65^\circ/18^\circ$

3 Petrografie devonského vulkanismu



Obr. 3.1. Zjednodušená geologická mapa zájmové oblasti. Body JR-01 až JR-52 značí místa odběru vzorků pro zhotovení výbrusů.

Metamorfované vulkanické a vulkanoklastické horniny studovaného území se vyznačují různou měrou interakce s mořskou vodou, která probíhala okamžitě po jejich vylití do mořského prostředí, hydrotermální alterací (v návaznosti na koloběh ohřáté vody vyvolaným magmatickým systémem a s tím spjatým vznikem Fe rud), variské regionální metamorfózy a související deformace. Tyto vlivy postihují chemické a mineralogické složení stejně jako primární struktury a textury původních láv, jejich žilných

ekvivalentů a vulkanoklastik. Relativně méně choulostivé na tyto změny jsou masivní a hrubozrnnější typy láv tvořící polštáře, ložní a pravé žíly, případně větší subvulkanická tělesa. Tendence k chemickým přeměnám je naopak vlastní hyaloklastickým horninám, tedy různým druhům metatufů. Chemické změny primární mineralogie je možno shrnout pod skupinu přeměn, jako spilitizace, saussuritizace, karbonatizace a sericitizace.

Klasifikace a pojmenování těchto hornin v pracích Bartha (1960) a Přichystala (1985) se opírají o popisné charakteristiky jako jsou textura, mineralogické složení, přítomnost amygdal (mandlí), přítomnost většího množství karbonátu a charakter dominantní frakce vulkanických klastů ve vulkanoklastických horninách. Tato klasifikace trpí jistými nevýhodami. Pro některé horniny používá již zastaralého značení spilit, ačkoliv značnou míru spilitizace vykazují všechny vulkanické, vulkanoklastické i žilné horniny studované oblasti. Dělení magmatických a vulkanoklastických hornin (tj. různých typů tufů, a spilito-karbonátových hornin) této klasifikace směšuje zrnitostní charakteristiky klastických hornin, způsob vzniku jejich klastů a přítomnost karbonátového tmelu, čímž vytváří poměrně složitý systém kategorií.

Kvůli výše zmíněným důvodům tato klasifikace nebyla převzata, ale byla nahrazena poněkud zjednodušenou a aktualizovanou klasifikací. *Tab. 3.1* ukazuje ekvivalenci nové klasifikace ve srovnání s klasifikací použitou Barthem (1960) a Přichystalem (1985). Všechny horninové typy považuji v souladu s Árkai et al. (2007) za horniny metamorfované, i když se jedná o nízký stupeň metamorfózy, kdy jsou mnohdy částečně zachovány některé primární minerály a textury (např. metadolerity), a proto je důsledně přirazována předpona meta. V rámci zjednodušení pak dělím horniny dle texturních znaků do tří skupin. Jsou to metadolerity, metabazalty a metatufy. Tyto skupiny pak vnitřně dělím na porfyrické a afanitické (afyrické) typy (platí pro metadolerity a metabazalty), u vulkanoklastických hornin rozlišuji metabrekcie, tufové metabrekcie, lapillové metatufy a popelové metatufy (dle velikostního zastoupení vulkanických částic). V následujících podkapitolách předkládám podrobnější popis vulkanických a vulkanoklastických hornin jižní části SHP společně s interpretací jejich vzniku a s výběrem z obrazové dokumentace.

Barth (1960)	Přichystal (1985)	tato práce
afanitický diabas	diabasy	metadolerity
diabasové porfyrity	diabasové porfyrity	
spilitové porfyrity	spilitové porfyrity	metabazalty
mandlovcové spilitové porfyrity	mandlovcové porfyrity	
spility	spility, mandlovcové spility a jejich tufy	
mandlovcové spility		
pyroklastika	krystaloklastické tufy kalcitické hyaloklastity	metavulkanoklastika
spilit-karbonátové horniny netufové povahy		
-	zelené břidlice	-

Tab. 3.1. Přehledová tabulka pro používanou terminologii hornin zájmové oblasti od různých autorů.

3.1 Metodika petrografického popisu

Pro účely petrografického popisu a z něj vycházející genetické interpretace hornin SHP bylo na zájmovém území odebráno 40 horninových vzorků (23 vulkanických a vulkanoklastických a 17 sedimentárních hornin) jako výbrusový materiál a 9 horninových vzorků (4 subvulkanické, 4 vulkanické a 1 vulkanoklastická hornina) jako materiál pro geochemické analýzy. Na pracovišti brusírny PřFUK bylo z těchto vzorků zhotoveno 48 zakrytých a 5 odkrytých petrologických výbrusů. Zakryté a odkryté výbrusy byly následně zkoumány na petrografickém mikroskopu umístěném na pracovišti Ústavu geologie a paleontologie PřFUK. Prezentované mikrofotografie jsou v pravém horním rohu opatřeny „štítkem“ s názvem výbrusu (např. JR-06) a informací zda byly pořízeny s rovnoběžnými (II) či skříženými nikoly (X). V případě, že se jedná o kompozitní mikrofotografii výbrusu ve skřížených i rovnoběžných nikolech, obsahuje štítek pouze název výbrusu. Odběrové lokace jednotlivých výbrusů jsou znázorněny na *obr. 3.1*. Seznam horninových vzorků pro výbrusy, jejich charakteristika a použití jsou uvedeny v *příloze IV*.

3.2 Metadolerity

Po jistou dobu existoval nesoulad mezi britskou nomenklaturou, kdy byla pro diabas typická silná alterace, a německou, francouzskou a severoamerickou nomenklaturou, která pro označení diabas vyžadovala přítomnost ofitické textury. V publikaci Le Maitre et al. (2002) je dolerit synonymem pro diabas. Podle této publikace se jedná o horninu střední zrnitosti mezi bazaltem a gabrem, tvořenou plagioklasem, pyroxenem a opakními minerály, často s ofitickou texturou. Přítomen může být i olivín nebo křemen.

K horninám označovaných Barthem (1960) a Přichystalem (1985) za diabasy, respektive afanitické diabasy, a diabasové porfyryty přistupuji jako k samostatné hornino-

vé skupině s mírně proměnlivým modálním složením vyrostlic. Pro dolerity (či diabasy) SHP je typický výskyt sekundárních minerálů značících metamorfózu, proto pro jejich označení používám termín metadolerit.

Metadolerity na sebe během mapování v terénu upozornily díky své odolnosti proti erozi především budováním drobných hřebítků respektující průběh těchto těles. V jejich blízkosti jsou k nalezení až 0,5 m velké balvany vykazující kulovitý rozpad, které pod měkkou hnědou kůrou zvětřalou do hloubky několika centimetrů, jež se při nárazu geologického kladiva snadno rozpadá, ukrývají jádro tvrdé zvonivé horniny šedé až nazelenalé barvy. Dominantní skalní výchozy většinou netvoří, ale na několika místech byly pro stavební materiál těženy malými lůmkami nebo byly odkryty při budování zářezu pro lesní cesty.

Během mapování v terénu nebylo vždy možné s jistotou určit způsob výskytu metadoleritů. Na několika lokalitách je lze bezpečně označit za čistě žilné horniny. Některé typy jsou ale prostorově vázány na blízké výskyty polštářových láv s nejasným přechodem mezi spodní partií polštářových láv a metadolerity. Je možné, že tyto jsou bazální partií mocnějších lávových příkrovů a doleritová textura odráží termální režim krystalizace při pomalejším zchlazení (to platí pro větší tělesa metadoleritů v blízkosti Dubové hory).

Častým jevem u těchto metadoleritů je pro žilné horniny a lávové proudy typická sloupcová odlučnost, kdy během termální kontrakce vznikají polygonální sloupce (zpravidla 5-7 stěnné, orientované přibližně kolmo na stěnu styčného povrchu chladnější horniny (*obr. 3.2*). Průměr sloupů se pohybuje mezi 20 a 30 cm. V tělesech metadoleritů na Dubové hoře se vedle hornin se sloupcovou odlučností nacházejí i metadolerity bez vývoje těchto struktur (zpravidla jedná se o prostorově rozsáhlejší intruzivní tělesa).

Pro metadolerity mapovaného území je charakteristická šedo-zelená či zelenošedá barva, afanitická až porfyrická textura (spíše variabilní textura od jemnozrnných až afanitických doleritů přes dolerity slabě porfyrické s ofitickou základní hmotou až po silně porfyrické dolerity s vyrostlicemi živců (porfyrity dle Bartha 1960). Jejich základní hmota je velmi jemnozrnná až celistvá. V případě porfyrických typů jsou vyrostlice plagioklasů makroskopicky patrné jako časté tabulkovité krystaly bělavé až světle šedo-zelené barvy (způsobeno saussuritizací), u afanitických typů se vyrostlice vyskytují vzácně, někdy vůbec. Vyrostlice tvoří 3-10 mm velké náhodně orientované fenokrysty

plagioklasu bez patrného fluidálního (tokového) uspořádání. Amygdaly vyplněné karbonátem zcela chybí.



Obr. 3.2. Sloupcovitá odlučnost metadoleritů na vrcholu Dubové hory (545 m.n.m.)

3.2.1 Primární textury a minerály metadoleritů

Textura základní hmoty metadoleritů se pohybuje od typicky ofitické s hojným přerůstáním plagioklasu klinopyroxenem, přes subofitickou až po texturu pilotaxitickou, která se vyznačuje náhodně orientovanými mikrofeno krysty plagioklasu.

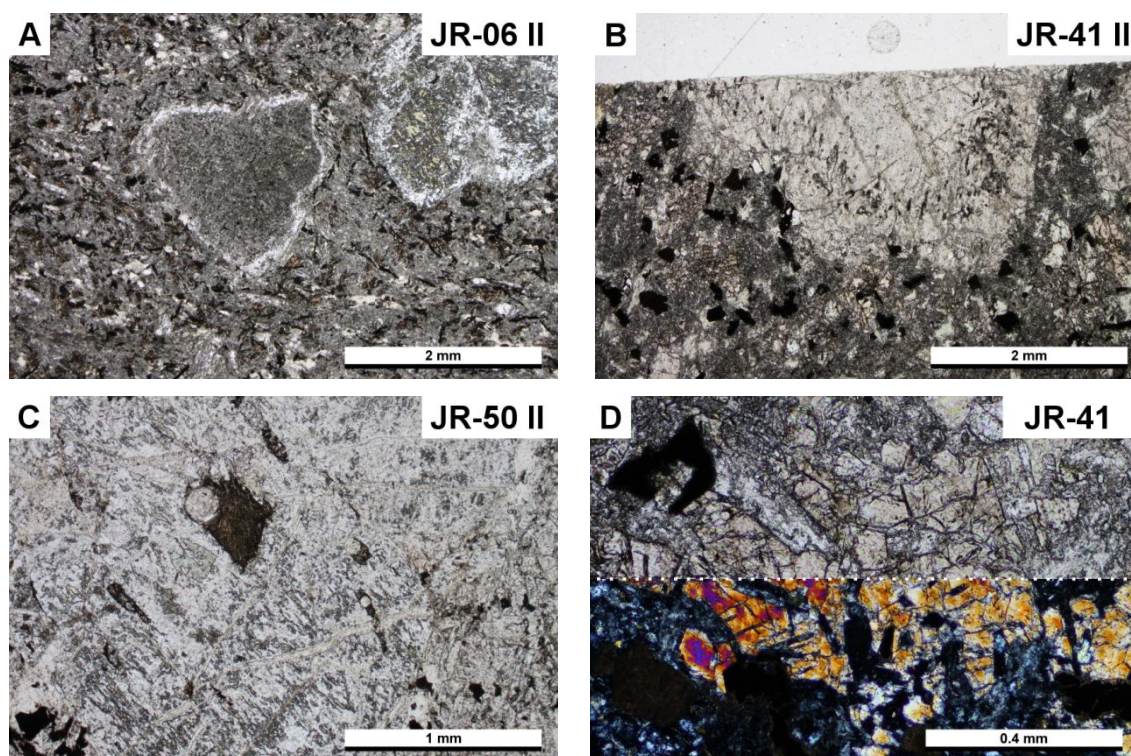
U porfyrických typů se velikost euhedrálních fenokrystů až megafenokrystů plagioklasu pohybuje od 2-15 mm, někdy se jejich subhedrální zrna vyskytují ve skupinách jako glomerokrysty. Projevuje se u nich resorpce, jež je indikována jak zaoblováním zrn, tak vznikem síťové textury uvnitř fenokrystu (*obr. 3.3.A* a *obr. 3.3.B*). Jádra se síťovou texturou bývají obrůstána albitem, který tvoří tenký lem kolem resorbovaných zrn. Jiná zonalita u plagioklasu pozorována nebyla.

Zajímavým jevem viděným výhradně u plagioklasových fenokrystů doleritů jsou dvoufázové, původně taveninové inkluze uzavřené v krystalu díky rychlému růstu (*obr. 3.3.C*). Tyto se navíc vyznačují oddělenou původně fluidní fází. Taveninová výplň inkluzí je afanitická, původně sklovitá, nyní tvořená velmi jemnozrnnou směsí neidentifikovaných minerálů, které přítomnost mafických a opakních minerálů propůjčuje tmavou barvu. Na jednom příkladu je rozeznatelný proces devitrifikace skla, kdy vláknité krystaly od okraje inkluze nahrazují sklo.

Základní hmota obsahuje subhedrální fenokrysty klinopyroxenu, které v sobě částečně uzavírají hojné všesměrně rostlé lištovité mikrofeno krysty plagioklasu, čímž lokálně vytvářejí typicky ofitickou texturu (*obr. 3.3.D*). Klinopyroxen je světe hnědý,

s načervenalým nádechem, někdy s výraznějším nafialovělým pleochroismem. Zháší pod úhlem kolem 40°.

V metadoleritech chudých na pyroxen většinou typická ofitická textura chybí a převládá u nich textura subofitická až intergranulární, která je z větší části tvořena všesměrně rostlými mikrofenokrysty plagioklasu s chloritizovanou intersticiální hmotou. Barth (1960) určil jejich složení na základě úhlu zhášení albitových lamel a podle indexu lomu jako albit až oligoklas-andezín. Opakní minerály byly identifikovány jako ilmenit a hematit. Ilmenit vytváří nepravidelná zrna, někdy v kostrovitém vývoji. Byl identifikován i titanit v euhedrálním růstu. Hematit vytváří šupinovité až tabulkovité kostrovité krystaly zvláště nápadně v metadoleritech s intergranulární texturou. Z akcesorických minerálů byl pozorován pouze apatit jako bezbarvé jehličkovité krystaly kolem 0,5 mm dlouhé.

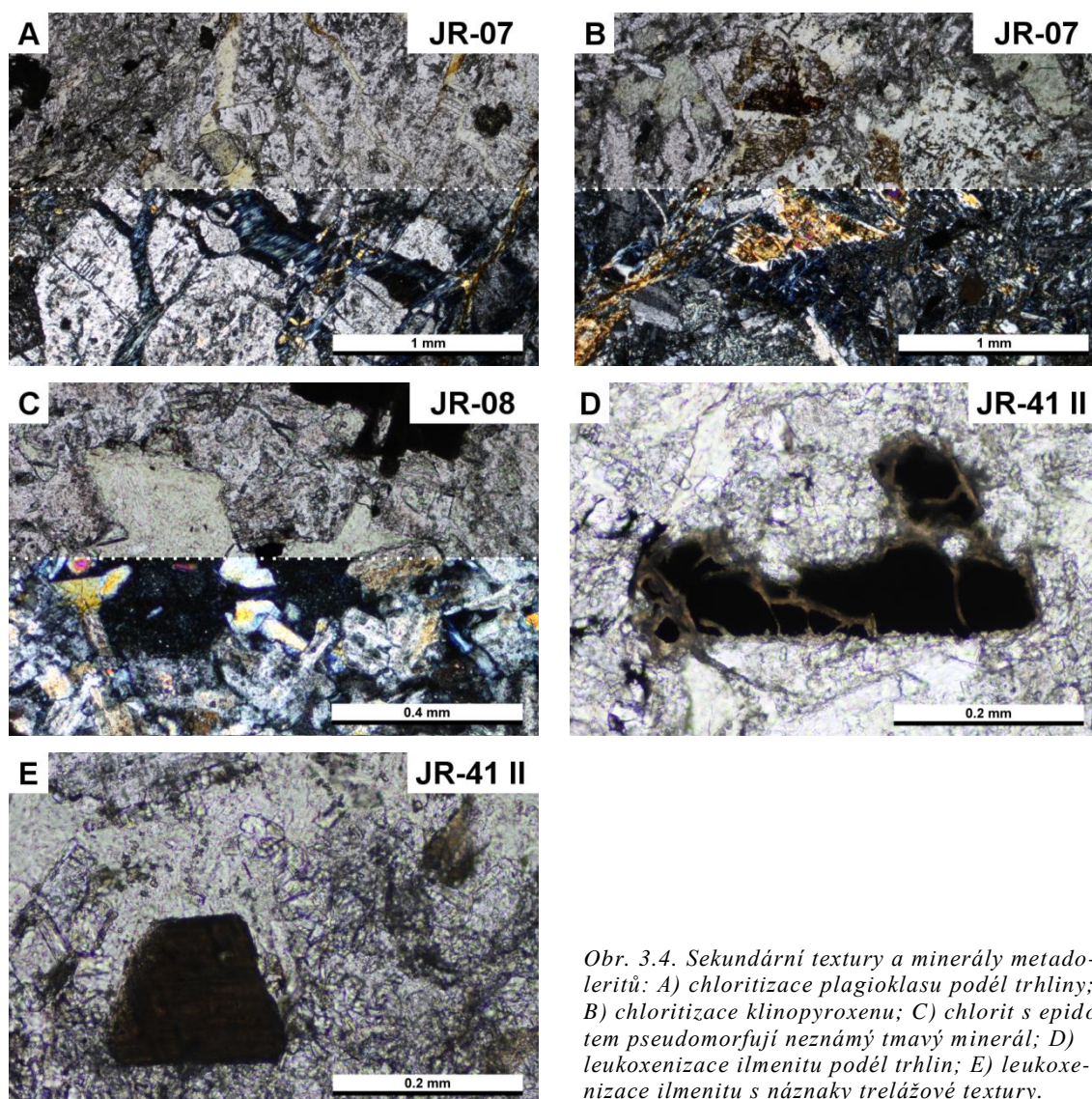


Obr. 3.3. Primární textury a minerály metadoleritů: A) korodované vyrostlice plagioklasu; B) cedniková textura plagioklasové vyrostlice; C) uzavřenina (taveninová inkluze) ve větří vyrostlici plagioklasu; D) ofitická textura metadoleritu tvořená především plagioklasem, klinopyroxenem a ilmenitem.

3.2.2 Sekundární textury a minerály metadoleritů

Fenokrystům a mikrofenokrystům plagioklasu je vlastní polysyntetické lamelování podle albitového zákona (010). Plagioklas bývá postižen saussuritizací (vznikem minerálů epidotové skupiny, chloritu, albitu a kalcitu) a sericitizací. Na *obr. 3.4.A* je vyobrazen rozpraskaný fenokryst plagioklasu, který je podél trhlin chloritizován. Chlorit je významným sekundárním minerálem. Je výrazný svými anomálními modrými interferenčními barvami. Světle zelený, hrubě až jemně lupenitý chlorit může tvořit pseudomorfózy po klinopyroxenu (*obr. 3.4.B*) nebo případně po jiném tmavém minerálu (např. olivínu), který byl zcela chloritem nahrazen. Chlorit společně s albitem a titanitem vytváří jemnozrnnou součást základní hmoty. Rovněž se podílí na saussuritizaci plagioklasu. Pod vlivem působení vnějšího tlaku se chloritové šupinky reorientují a tím odráží dopad deformace v jinak málo tektonicky kompetentních metadoleritech. V přítomnosti chloritu se často objevuje nově tvořený, často euhedrání nazelenalý epidot s vysokým reliéfem, interferenčními barvami vysokého řádu vytvářejícími koncentrické kroužky (*obr. 3.4.C*). Sekundární amfibol je v metadoleritech méně hojný sekundární minerál, který vzniká uralitizací pyroxenu. Jeho jehličkovité krystaly vytvářejí nepravidelné lemy kolem chloritizovaných zrn pyroxenu. Je pro ně charakteristický paralelní růst

Ilmenit je různou měrou od okrajů či podél prasklin alterován na jemnozrnnou směs titanitu, rutilu a Fe-oxidů, jejíž součástky ale nebylo možné optickým mikroskopem odlišit (*obr. 3.4.D*). Na některých větších zrnech ilmenitu jsem pozoroval exsoluční lamely trelážového typu (*obr. 3.4.E*).



Obr. 3.4. Sekundární textury a minerály metadoleritů: A) chloritizace plagioklasu podél trhliny; B) chloritizace klinopyroxenu; C) chlorit s epidotem pseudomorfují neznámý tmavý minerál; D) leukoxenizace ilmenitu podél trhlín; E) leukoxenizace ilmenitu s náznaky trelážové textury.

3.3 Metabazalty

Pod metabazalty jsou zařazeny veškeré neklastické vulkanické efuzivní metabazalty, jejichž minerální asociace, chemické složení a částečně i některé vulkanické textury byly změněny vlivem alterace, metamorfózy a deformace. Na základě geochemického složení nemobilních stopových prvků (viz. podkapitola 5.3.1) a zachovalých vulkanických textur lze soudit, že jejich protolit měl původně bazaltové složení. Tato skupina zahrnuje horniny, které Barth (1960) a Přichystal (1985) označují jako spility a jejich porfyrické a mandlovcové podtypy.

Při terénním mapování vystupují metabazalty buď ve vývoji polštářových láv s přechody do podvodních autoklastických brekcií, nebo jako masivní lávy s odlučností podobnou sloupcovému rozpadu žilných hornin v blízkosti polštářových láv, nebo jako celistvé zbřidličnatělé lávy v blízkosti těles metadoleritů či vulkanoklastik.

Barva metabazaltů se pohybuje od světle šedozelené až po tmavě šedozelenou. Mohou být výrazně porfyrické a amygdaloidní nebo afanitické s amygdalami. Lištovité fenokrysty porfyrických typů metabazaltů náleží plagioklasu a mohou dosahovat délky od 2 mm až do 1 cm. Zvláště výrazné bývají při navětrání horniny, kdy se jejich světlá barva zvýrazní. Fenokrysty plagioklasu mívají zřetelné fluidální uspořádání. Některé typy porfyrických i afanitických metabazaltů jsou bohaté na amygdaly vyplněné světlým karbonátem, takže hornina získává kropenatý vzhled. Amygdaly mívají kulovitý až čočkovitý tvar. Dosahují průměrné velikosti 2x3 mm, ale mohou být až 1x2 cm velké. Bývají vyplněny především světlým karbonátem, který tvoří jádro, a chloritem, který porůstá stěny amygdal. Karbonát může být narůžovělý, nažloutlý či nahnědlý, ale většinou se jedná o bílý kalcit.

3.3.1 Polštářové lávy

Polštářové lávy jsou nejlépe dokumentované na přírodních či umělých výchozech, kdy nehrozí jejich záměna s brekciemi tvořenými bloky polštářových láv, u kterých došlo ke gravitačnímu transportu útržků lávových polštářů a jejich promíchání s jemnozrnnějším materiálem.

Na několika málo lokalitách v jižní části SHP jsou přístupné větší výchozy metabazaltů ve vývoji polštářových láv. Tyto lávy vytváří protáhlá bočníkovitá tělesa, až 2 m dlouhá a přes 0,5 m vysoká, která k sobě těsně přiléhají a nasedají na sebe. Představují jednotlivé podvodní lávové proudy, které se pohybovaly po mírně ukloněném povrchu mořského dna a zároveň ztrácely kontaktem s mořskou vodou teplo a tuhly. Větší rozměry těchto útvarů naznačují poněkud vyšší viskozitu původní lávy. Při opakovaných výlevech mohou tato tělesa vytvářet mocné polohy s charakteristickou stavbou ve vertikálním řezu. Spodní strana lávového proudu respektuje nerovnosti svého podloží (tvořeného vzhůru vypouklou klenbou staršího podložního polštáře). Díky tomu je možno v případě překocení vrstevního sledu určit, kde se nachází původní podloží a nadloží a tak určit, jestli polštáře lží v normální či překocené pozici. Morfologie bočníků na lok. 3 a lok. 4 (*obr. 2.1*) naznačují překocení vrstevního sledu (*obr. 3.5.A* a *obr. 3.5.B*).

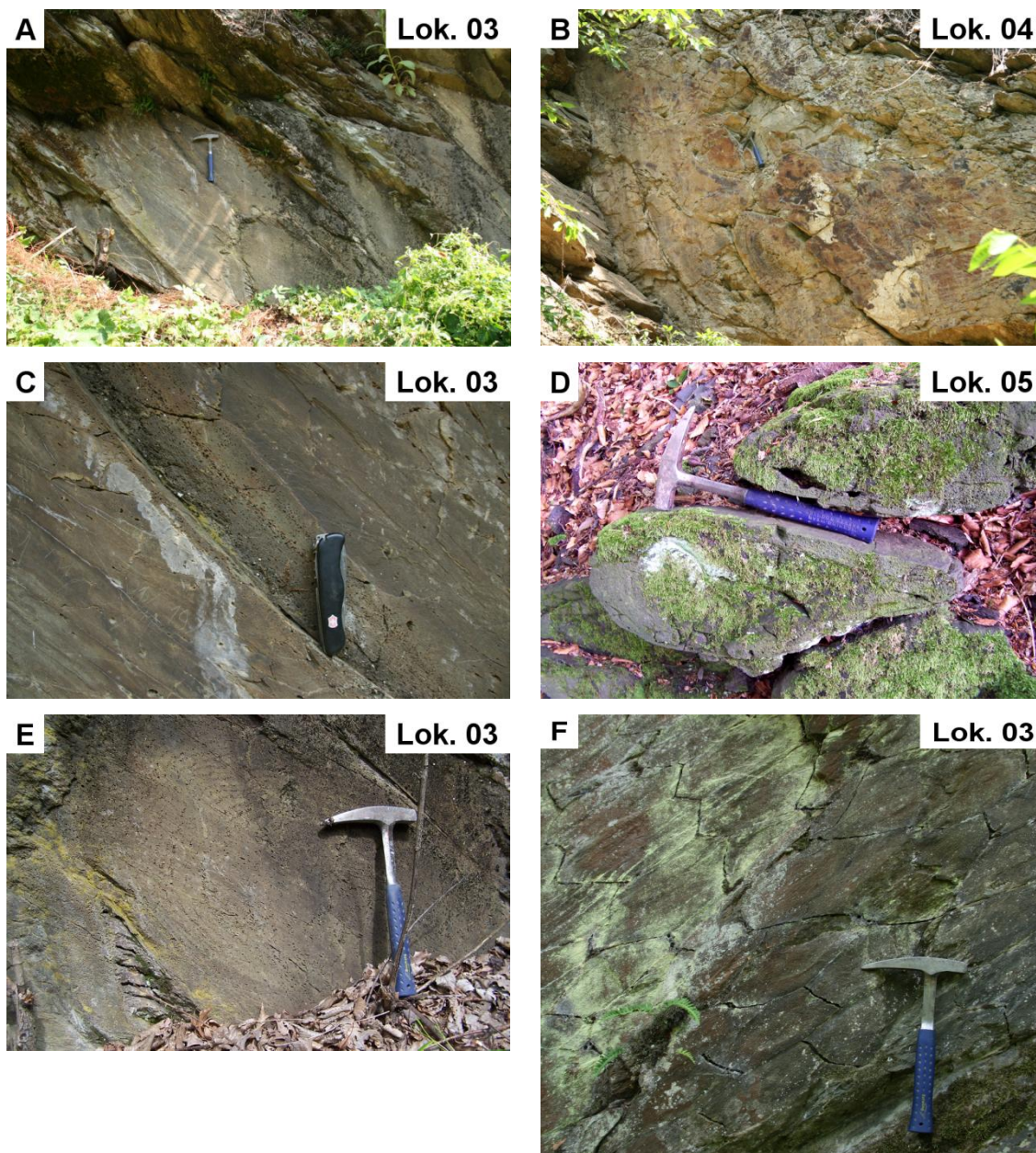
Na spodní straně polštářů jsem zjistil asi 1 cm mocnou rychle zchlazenou kůru s vezikulami o rozměrech 4x3 mm protaženými ve směru lokálního pohybu tohoto lávového proudu (*obr. 3.5.C*). Na stejném obrázku je také patrné, že na vezikuly bývá bohatá vrchní strana polštářů oproti relativně chudému středu a spodní straně. Barth (1960) uvádí pozorování nahromadění amygdal ve středu polštářů, přičemž jejich průměr pře-

sahuje i 1 cm. Ještě větší vezikulám podobné dutiny byly pozorovány na polštářových lávách u Zlatého potoka (lok. 5, *obr. 2.1*), které se hromadily na původní svrchní straně polštářů pod 2 cm mocnou zchlazenou kůrou bohatou na menší vezikuly (*obr. 3.5.D*).

Pro některé polštáře je charakteristická stavba s vezikulami soustředěnými do koncentrických pruhů přibližně rovnoběžnými s povrchem polštářů (*obr. 3.5.E*). Mezipolštářová hmota, pokud je přítomná, je tvořena masivní světle zelenou horninou bez vulkanických staveb (chloritizovaným vulkanickým materiálem), nebo karbonátem.

Lokalita v zářezu železniční trati u Mladějovic (lok. 3, *obr. 2.1*) je pozoruhodná přítomností masivního metabazaltu v podloží polštářových láv, který vykazuje sloupcovou odlučnost podle šestibokých zploštělých sloupců (*obr. 3.5.F*). Tato stavba je velice podobná sloupcové odlučnosti doleritů, až na fakt, že v tomto případě se jistě nejedná o žilné těleso (výbrus horniny z této lokality nejeví textury metadoleritů). Společně s nadložními polštářovými lávami tvoří mocný lávový příkrov, vzniklé při nahromadění většího množství lávy, která neměla kam odtékat. Je možné, že některé metadolerity komplexu, které byly považovány za subvulkanická tělesa, jsou ve skutečnosti spodními partiemi ještě mocnějších lávových proudů. Pro toto tvrzení však chybí dostatek důkazů z terénního pozorování.

Mocnější lavice polštářových láv bývají slabě ovlivněny duktilní deformací, díky které se v nich místy vyvíjí patrná metamorfní foliace. Ta postihuje především mezerní mezipolštářovou hmotu. Dochází ke znatelnému zploštění polštářů, které se zvláště projevuje v případě těch menších kromě změny geometrie na protažení jejich amygdal a rekrytalizaci některých minerálů v orientovaném tlaku. Výrazný vliv deformace je vlastní spíše metabazitům s původně sklovitou základní hmotou, která bývá značně rekrystalovaná.



Obr. 3.5. Terénní fotografie metabazaltů: A) polštářové lávy v překocené poloze; B) polštářové lávy v překocené poloze; C) detail kontaktu mezi dvěma bochníky, horní strana bochníku je výrazně vezikulární; D) polštářové lávy v překocené poloze, povšimněte si charakteristických radiálních puklin u spodního bochníku a velké vezikuly v původně svrchní části horního bochníku; E) koncentricky uspořádané vezikuly bochníku polštářové lávy; F) sloupcový rozpad metabazaltu.

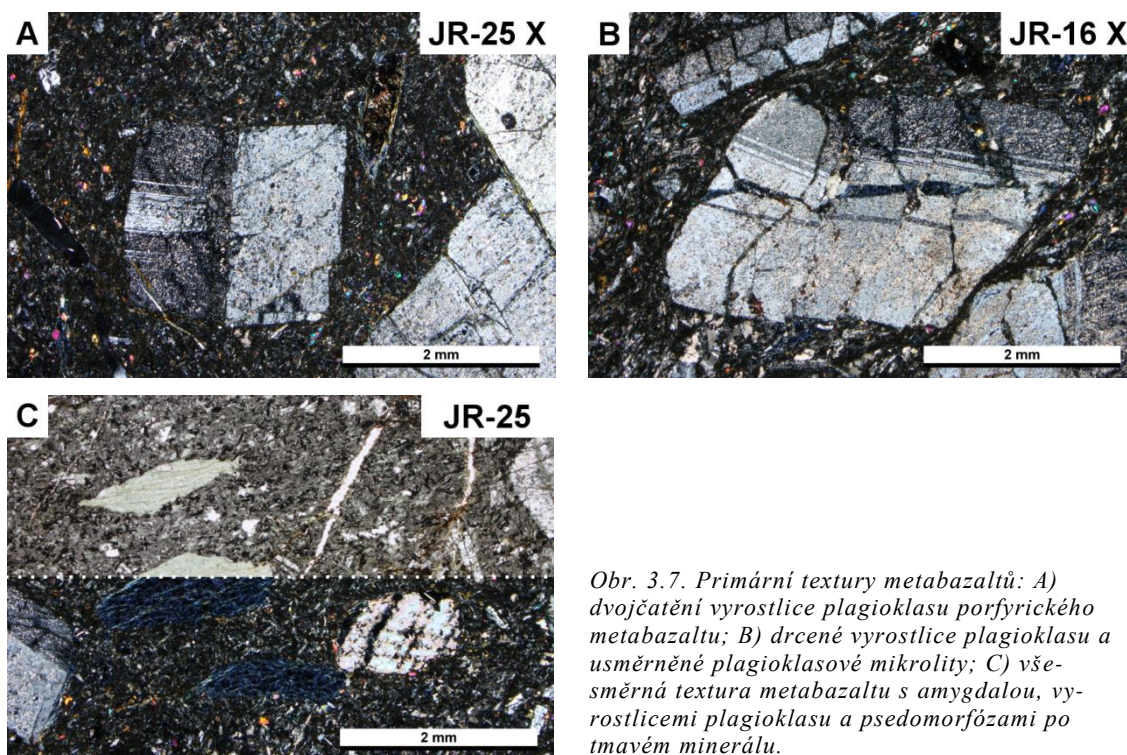
3.3.2 Primární textury a minerály metabazaltů

V porfyrických typech metabazaltů jsou hojné fenokrysty plagioklasu dosahujících až 1 cm. Obvykle se jejich velikost pohybuje od 1 mm až do 6 mm. Jsou lištovité až tlustě tabulkovité. U fenokrystů plagioklasu s tlustě tabulkovitým habitem některých porfyrických metabazaltových hornin se může zachovávat dvojčatění podle karlovarského zákona (obr. 3.7.A). Větší fenokrysty plagioklasu mívají zaoblené hrany vlivem resorpce. Na rozdíl od porfyrických doleritů se v nich neobjevují resorpční cedníkovité struk-

tury (to může být doklad primárního charakteru těchto textur). Některé fenokrysty plagioklasu bývají výrazně podrcené, někdy rozlámány a dislokované vlivem subsolidové deformace viskózní lávy (*obr. 3.7.B*). Pokud byly přítomny mafické minerály, byly beze zbytku nahrazeny chloritem (*obr. 3.7.C*).

Základní hmota metabazaltů je buď původně hyalopilitická, nebo trachytická s časťmi subparalelními mikrolity plagioklasu. Pro trachytickou texturu je vlastní fluidální usměrnění mikrolitů plagioklasu (*obr. 3.7.B*). Ve větší vzdálenosti od fenokrystů nebo amygdal jsou mikrolity orientovány celkem nahodile (*obr. 3.7.C*). V prostorách mezi mikrofenokrysty jsou přítomna leukoxenizovaná zrna Fe-Ti minerálů. Pyroxen jsem objevil jen výjimečně jako relikty několika zrn postižených uralitizací. Jako akcesorický minerál je v základní hmotě přítomen bezbarvý sloupečkovitý apatit. Primární hyalopilitická textura se zachovává pouze v náznacích. Původně sklovitá matrix je rekrystalována a nahrazena jemnozrnnou směsí špatně identifikovatelných minerálů s obrysy po mikrofenokrystech plagioklasu a rovnoměrně rozptýlenými drobnými leukoxenizovanými zrny Fe-Ti oxidů.

Menší vezikuly mají oválný tvar s délkou od kolem 0,5-1,5 mm, větší vezikuly s průměrnou délkou cca 5 mm mají méně pravidelné tvary. Jejich výplň tvoří sekundární minerály, zpravidla chlorit a kalcit.



Obr. 3.7. Primární textury metabazaltů: A) dvojčatění vyrostlice plagioklasu porfyrického metabazaltu; B) drcené vyrostlice plagioklasu a usměrněné plagioklasové mikrolity; C) všesměrná textura metabazaltu s amygdalou, vyrostlicemi plagioklasu a pseudomorfózami po tmavém minerálu.

3.3.3 Sekundární textury a minerály metabazaltů

Alterace většiny metabazaltových fenokrystů je ještě výraznější než u fenokrystů metadoleritů. Plagioklas je zpravidla zcela nahrazen albitem s typickým albitovým dvojčatěním. Primární plagioklas může být také laločnatě zatlačován kalcitem. V albitu bývají navíc uzavřena podřízeně zrnka epidotu a drobounké šupinky zelenavého fylosilikátu, pravděpodobně chloritu (*obr. 3.8.A*). Plagioklas je také intenzivně sericitizovaný a podél trhlin chloritizovaný.

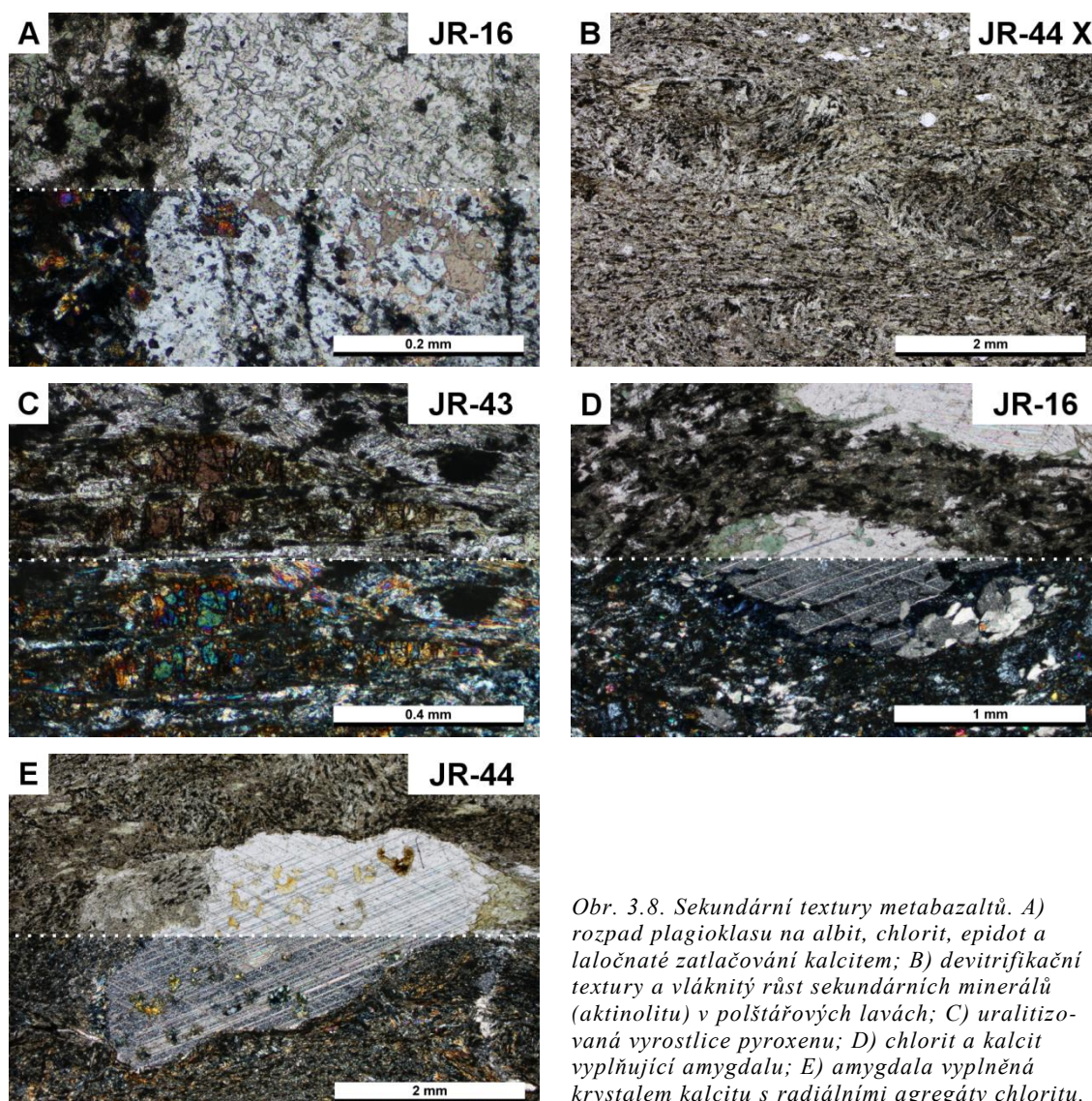
Sklovitá hmota je zcela nahrazená sekundárními texturami. Je rekrystalována na jemnozrnnou směs chloritu, albitu, titanitu a jiných minerálů, které kvůli své jemnozrnnosti není možno přesně určit. U sklovitých typů láv (například z okrajů polštářových láv) je možné někdy identifikovat devitrifikační textury s radiálním růstem vláknitých krystalů (*obr. 3.8.B*).

Aktinolit může uralitizovat vzácně se zachovávající relikty pyroxenu (*obr. 3.8.C*) nebo růst v paprscitých agregátech jehličkovitých krystalů jako metamorfní minerál.

Minerály epidotové skupiny se vyskytují kromě saussuritizovaného plagioklasu jako drobná nepravidelná zrna roztroušená v základní hmotě, vždy v přítomnosti jemnozrnného chloritu.

Chlorit se objevuje ve trojím vývoji. Buď tvoří hojné nepravidelné agregáty v základní hmotě, zatlačuje plagioklas a nebo vystupuje jako pozdní minerál v podobě hruběji lupenitých agregátů vyplňující amygdaly či trhliny v plagioklasových fenokrytech.

Amygdaly bývají vyplněny kalcitem a chloritem. V případě kalcitové výplně se může jednat o jediný monokrystal kalcitu, stejně jako o agregát více zrn. Některé kalcitové amygdaly mohou mít tvar průřezu plagioklasových fenokrystů a je zřejmé, že se jedná o pseudomorfózy. Chlorit vyplňuje buď samostatně amygdalám podobné útvary bez kalcitu, v tom případě možná nahrazuje tmavý minerál, například pyroxen (stejně jako u metadoleritů) a jedná se o pseudomorfózu, a nebo se vyskytuje společně s kalcitem, kdy porůstá stěny pravých amygdaly (*obr. 3.8.D*). Morfologie pravých amygdal (původních vezikul) závisí na jejich velikosti. Menší amygdaly mívají elipsoidální průřez, zatímco větší amygdaly jsou nepravidelné útvary s laločnatými okraji, které bývají vyplněné jediným kalcitovým krystalem někdy s „plovoucími“ agregáty radiálně rostlého chloritu (*obr. 3.8.E*).



Obr. 3.8. Sekundární textury metabazaltů. A) rozpad plagioklasu na albit, chlorit, epidot a laločnaté zatlačování kalcitem; B) devitrifikační textury a vláknitý růst sekundárních minerálů (aktinolitů) v polštářových lavách; C) uralitizovaná vyrostlice pyroxenu; D) chlorit a kalcit vyplňující amygdalu; E) amygdala vyplněná krystalem kalcitu s radiálními agregáty chloritu.

3.4 Metavulkanoklastické horniny

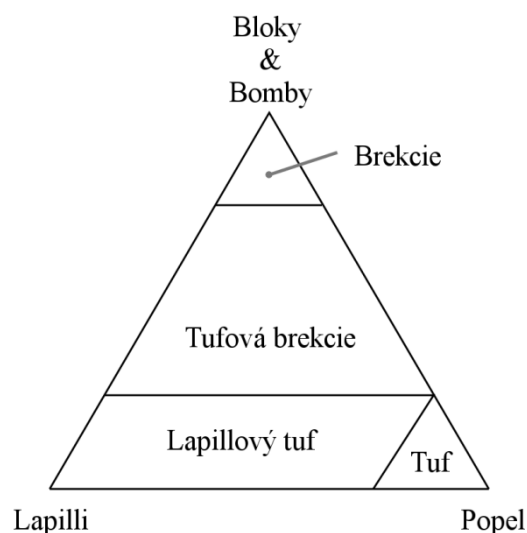
Metavulkanoklastika jsou nejhojnějším horninovým typem devonu v jižní části SHP. Vulkanoklastické horniny jsou dle definice Whitea a Houghtona (2006) klastické horniny složené ze součástek, které sedimentovaly z vulkanického oblaku nebo v podobě hustotního toku (v našem případě v podvodním prostředí).

V zájmové oblasti jsou tyto klastické horniny tvořené směsí vulkanických součástek, které obsahují jako pojivo buď hrubě krystalický kalcit nebo jemnozrnnou matrix složenou z vulkanického popelu s menším či větším podílem kalcitu. Lze se domnívat, že vápník uvolněný při rozkladu skla reakcí s mořskou vodou, byl vysrážen právě v podobě kalcitu tvořícího tmel vulkanoklastických hornin.

Při mapování vulkanických facií byl největší problém určit, k jaké zrnitostní frakci vulkanoklastickou horninu přiřadit, zvláště, pokud se jednalo o více deformovanou lito-

logii. Tyto horniny se totiž (zvláště u typů s menšími klasty) vyznačují větší tendencí k tektonické deformaci a vznik metamorfní kliváže výrazně přepisuje jejich primární stavby. Deformace zplošťuje, protahuje a trhá vulkanické klasty. Velikost vulkanických součástí zahrnuje bloky (fragmenty polštářových láv; >64 mm), lapilli (2-64 mm) a popelovou frakci (<2 mm). V dalším popisu dělím vulkanoklastika na základě velikostního složení klastů navržené v práci Fishera (1961) a rozlišuji brekcie, tufové brekcie, lapillové tufy a tufy (*obr. 3.9*). Při jejich následném popisu se snažím odvodit, jakým způsobem byl jejich materiál fragmentován a transportován, tedy interpretuji jejich genezi (pyroklastické, autoklastické, hyaloklastické či případně peperity). Při makroskopickém popisu se snažím postupovat od popisu jejich celkové barvy, přes velikost a tvar jejich klastů, složení klastů a matrix, vrstevnatost až po projevy jejich tektonického poškození. U mikroskopického popisu se soustředuji na charakteristiku klastů frakce typické pro každou skupinu.

Obr. 3.9. Klasifikační diagram pro vulkanoklastické horniny dle zastoupení zrnitostních frakcí podle Fishera (1961)



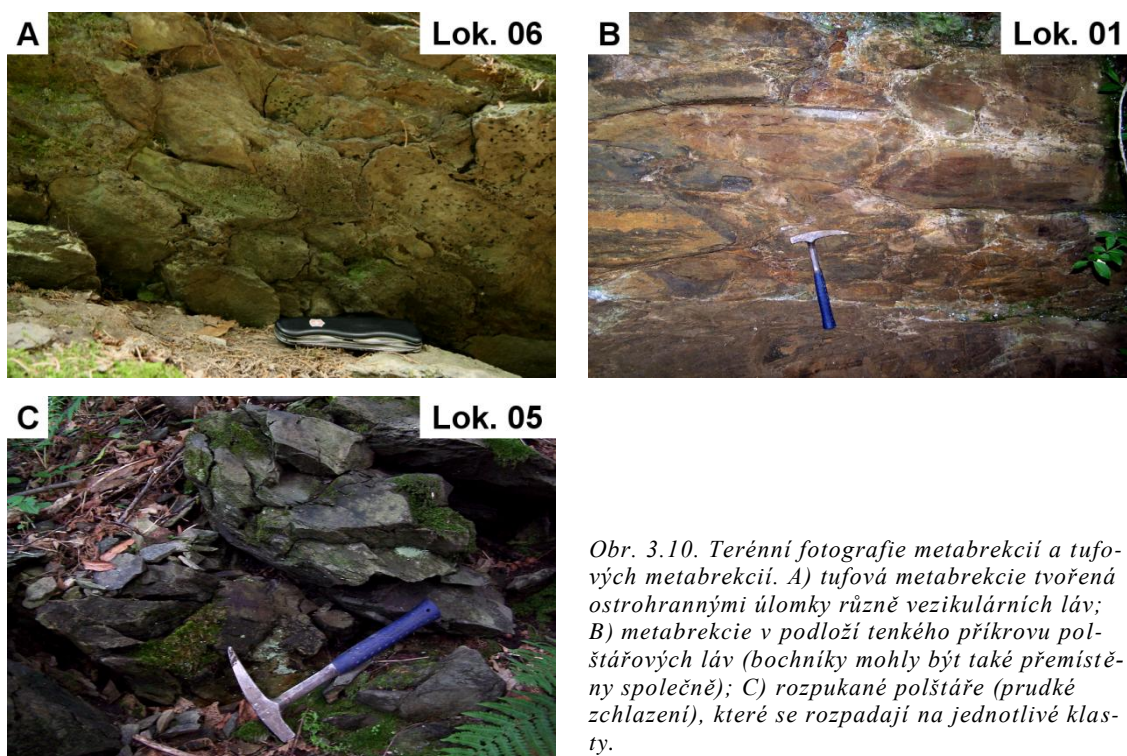
3.4.1 Metabrekcie a tufové metabrekcie

Tyto horniny jsou nejhojnějším produktem podmořského vulkanismu zájmové oblasti. Tvoří desítky metrů mocná tělesa uvnitř vulkanosedimentárního komplexu a často budují skalní výchozy. Hrubé typy metabrekcií svým vzhledem připomínají až metabazalty polštářových láv, se kterými jsou geneticky příbuzné.

Jedná se o šedozelené horniny složené z velkých bloků a úlomků vulkanických hornin, především polštářových láv. Klasty dosahují velikostí od 6,4 cm až přes 1 m (v případě deformovaných klastů, které mohou být intenzivně zploštělé a protažené), ale v průměru mívá delší osa klastů velikost mezi 30-40 cm, střední osa délku kolem 20 cm a nejkratší osa délku 15 cm. Velké klasty mívají většinou elipsoidální tvar a poměr stran

od 1:2:2 pro oblátní tvary po 1:2:4 pro prolátní tvary. Nebývají fragmentované a představují celé bochníky polštářových láv. Menší klasty bývají naopak ostrohrannější a odpovídají jednotlivým fragmentům polštářových láv (*obr. 3.10.A*). Klasty (bloky) obsahují amygdaly podobné vezikulárním amygdalám polštářových láv. Na rozdíl od polštářových láv metabrekcie obsahují více matrix a polštáře či jejich fragmenty se dotýkají menší plochou. Metabrekcie mívají podpůrnou stavbu klastů. Matrix je tvořen hlavně směsí karbonátu, menších lapilli a popela. Metabrekcie s čistě karbonátovým matrix jsou vzácnější a jsou vlastní typům s ostrohrannými fragmenty. Téměř vždy lze velmi dobře rozeznat hranice mezi matrix a jednotlivými klasty. Primární vrstevnatost nebývá zřetelná. Při postižení tektonickou deformací v klastech i v matrix vzniká sekundární foliace.

Gravitačně přemístěné hrubé metabrekcie tvoří zřejmě bazální část hyperpyknických gravitačních proudů, kdy se velké klasty při pohybu proudu koncentrují v jeho spodní části (*obr. 3.10.B*). Některé typy brekcií svou stavbou naopak prokazují hyaloklastický původ. Jejich klasty nenaznačují velké prostorové přemístění před uložením (úlomky lze dokonce vzácně složit do podoby polštářových útvarů (*obr. 3.10.C*).



Obr. 3.10. Terénní fotografie metabrekcií a tufových metabrekcií. A) tufová metabrekcie tvořená ostrohrannými úlomky různě vezikulárních láv; B) metabrekcie v podloží tenkého příkrovu polštářových láv (bochníky mohly být také přemístěny společně); C) rozpukané polštáře (prudké zchlazení), které se rozpadají na jednotlivé klasty.

3.4.2 Lapillové metatufy

Jsou to společně s metabrekciemi nejčastějším a velmi variabilním typem vulkanoklastických hornin ve Šternberské struktuře.

Šedavé, zelenošedé, šedozelené i hnědozelené lapillové metatufy se v čerstvém lo-
mu prozrazují skvrnitostí, protože matrix má díky hojnému chloritu tmavěji zelenou
barvu nežli klasty, které jsou naopak bohaté karbonátovými amygdalami. Jejich zrn-
tostní složení zaujímá široké pole ve spodní části v diagramu na *obr. 3.9.*, kdy převládá-
jící frakcí jsou lapilli (s klasty pod 6,4 cm), a s přibývajícím podílem popela, který tvoří
matrix, se posouvají až na hranici pole popelových metatufů.

Lapillové součástky mají zakulacený až ostrohranný tvar, někdy vysoce nepravidel-
ný (podobá se fluidálním lapilli popsáným u podmořských lávových fontán, *obr. 3.11.A*),
který ale v případě silnější duktilní deformace přestává být patrný. Kromě hor-
nin tvořených klasty afanitických metabazaltů a popelovou matrix se na několika mís-
tech vyskytly horniny s menším podílem úlomků juvenilních krystalů přímo v matrix a
také celých vyrostlic uzavřených v klastech.

Amygdaloidní textury některých větších lapilli naznačují příbuznost
s amygdaloidními polštářovými lávami. Tyto textury, typické zónami proměnlivé vezi-
kularity v rámci jednoho lapillu jsou shodné s koncentrickými vezikulárními zónami
některých polštářových láv (srovnej *obr. 3.11.B* a *obr. 3.5.E*). Menší lapillové klasty se
díky své omezené velikosti vyznačují homogennější vezikularitou. Přitom se však
v lapillových metatufech vedle sebe objevují klasty takřka bez amygdal i klasty na
amygdaly velice bohaté (*obr. 3.11.C*). Lapillové metatufy mohou mít podpůrnou stavbu
klastů, ale častěji mívají podpůrnou stavbu matrix. U zrnitostně vytříděných typů bývá
popelová matrix zastupována karbonátem, konkrétně kalcitem (*obr. 3.11.D*).

Reologicky se lapillové metatufy jeví jako snadno deformovatelné, protože se vy-
značují dobrým vývinem jak metamorfní foliace, tak metamorfní lineace. Deformace se
vyvíjí jak v matrix, tak i uvnitř klastů. Delší osa klastů leží vždy v rovině kliváže, takže
změřená lineace odpovídá lineaci protažení.

Zrnitostní složení a způsob výskytu naznačuje, že se jedná o horniny hyaloklastic-
kého až pyroklastického původu. Produkované byly zřejmě fragmentací polštářových
láv; v některých případech mohlo dojít k jejich následnému přesunu po svahu vulkanic-

ké elevace. Možnou zvláštností může být přítomnost směsných peperitických hornin (obr. 3.11.E).

Nejlépe zachovalé lapillové metatufy byly odebrány severně od Levína (lok. 6, obr. 2.1). Tato lokalita poskytla pro účely zkoumání pod petrografickým mikroskopem mimo jiné několik odlišných typů lapillových metatufů, ukázky popelového metatufu a peperitických hornin.

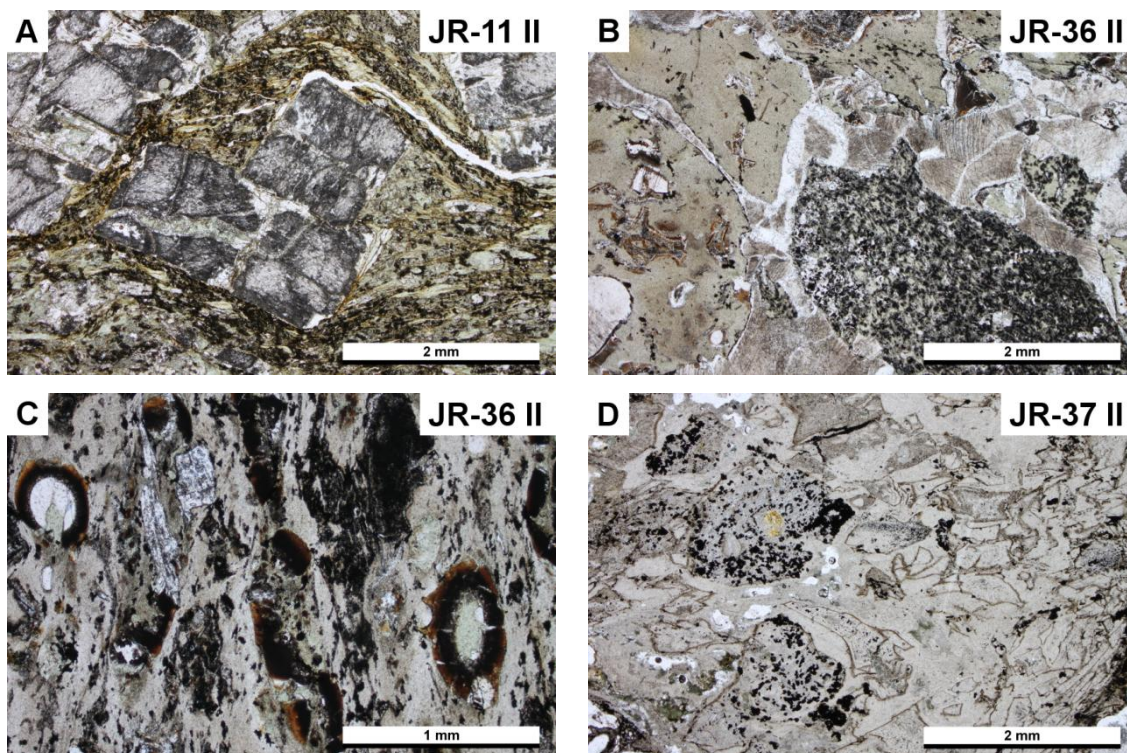


Obr. 3.11. Terénní fotografie lapillových metatufů. A) Tvar některých lapilli (nepravidelné, spirálovitě i jinak pokroucené proudnicovité lapilli) naznačuje možný vznik v podmořské „lávové fontáně“, ; B) útržek polštářové lávy s charakteristickým koncentrickou vezikulární zonalitou v lapillovém až blokovém metatufu; C) lapillový tuf tvořený vezikulárními lapilli i klasty zcela bez vezikul; D) vytríděný lapillový metatuf; E) peperit vzniklý průnikem horké lávy (tmavě šedá) mezi klasty již zchlazených lapillových tufů (světlejší, nahnědlé).

3.4.2.1 Primární textury lapillových metatufů

Klasty lapillových metatufů vykazují širokou texturní variabilitu. Mezi lapilli jsou zastoupeny jak variety porfyrické (obr. 3.12.A), tak variety afanitické. Základní hmota afanitických lapilli může být hyaloofitická, hyalopilitická až takřka holohyalinní (obr. 3.12.B). Mohou být přítomny i vezikuly (obr. 3.12.C). Tvar lapilli je ostrohranný, okraje lapilli s hyaloofitickou vnitřní texturou bývají nerovné, konvexní nebo přímé, okraje

lapilli s holohyalinní texturou bývají naopak spíše konkávní (podobají se tvarově střepům). Mohou být přítomné i vezikuly v podobě oválných oček. U některých metatufů s holohyalinními lapilli až popelovými částicemi vytváří tyto klasty velmi složitou hustou strukturu bez pórovitosti (*obr. 3.12.D*), která naznačuje jejich spečení ještě za horka. Dalším jevem, který byl pozorován, je rozpraskání holohyalinních lapilli snad vlivem termální kontrakce. Tento jev bude ještě jednou zmíněn v podkapitole o peperitech (3.4.3). S výjimkou takřka úplně přeměněných fenokrystů plagioklasu v matrix a v lapilli jiné primární minerály nejsou přítomny.



3.12. Primární textury lapillových metatufů. A) lapillový metatuf porfyrické lávy (vyrostlice plagioklasu); B) afanitické lapilli různých texturních variet; C) lapillový metatuf s vezikulami; D) spečené střepy skla lapillového metatufu.

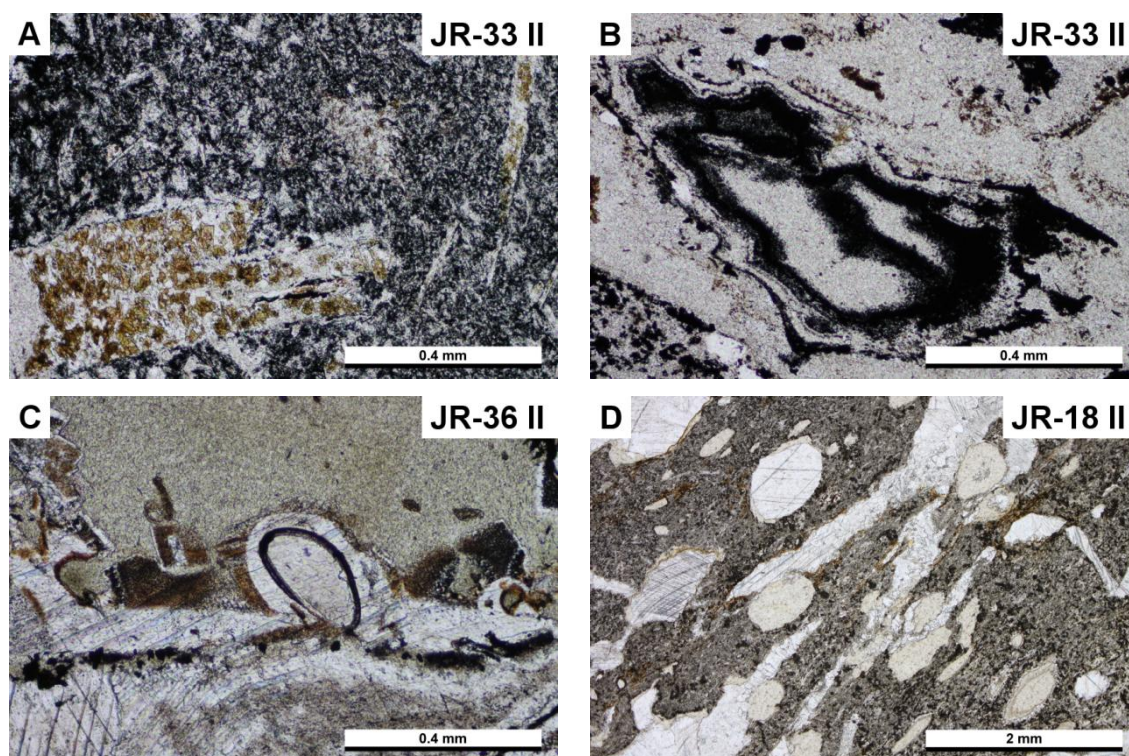
3.4.2.2 Sekundární textury lapillových metatufů

Fenokrysty plagioklasu jsou chloritizovány, karbonatizovány, sericitizovány, saurritizovány a kaolinizovány. To samé platí i pro plagioklasové mikrolity v hyaloofitických lapilli. Zde jsou drobné mikrolity v lapilli buď slabě tokově usměrněny nebo mohou být orientované všesměrně. Hyaloofitické lapilli jsou navíc nápadné svou barvou. Jsou totiž velmi tmavé vlivem opakního minerálu (rutilu, hematitu) v prostorech mezi plagioklasu.

Fantomy po mikrolitech tmavých minerálů jsou velice hojné, ale opět se primární minerál nezachoval. Ten je nahrazen drobnými zrnky neidentifikovaného sekundárního amfibolu (*obr. 3.13.A*).

Sklovitá hmota lapilli je přeměněna buď na průsvitnou velice jemnozrnnou hmotu se sericitem a s většími zrnky opakních minerálů (hematit, rutil), jemnozrnnou hmotu s chloritem a leukoxenizovaným Fe-Ti oxidem nebo změněna na v optickém mikroskopu zcela neprůhlednou hmotu (*obr. 3.13.B*) tvořenou submikroskopickými vyrostlicemi opakních minerálů (obdoba sideromelanu). Sericitizovanou hmotu místy přerůstají drobné porfyroblasty albitu. Na jednom vzorku se sklovitými lapilli byl pozorován vznik porfyroblastů sideritu, který zatlačoval sericitickou hmotu (*obr. 3.13.C*).

Kromě skla a fenokrystů se chlorit nachází hojně v mezerní hmotě a jako výplň vezikul. Karbonát (kalcit) vytváří v lapillových tufech tmel mezi vulkanoklasty. Na *obr. 3.13.D* je vidět vezikuly vyplněné sekundárním chloritem v přímém kontaktu s kalcitovým tmelem. Karbonát je zde pozdějším minerálem než chlorit, a hornina je karbonátem tmelená sekundárně.



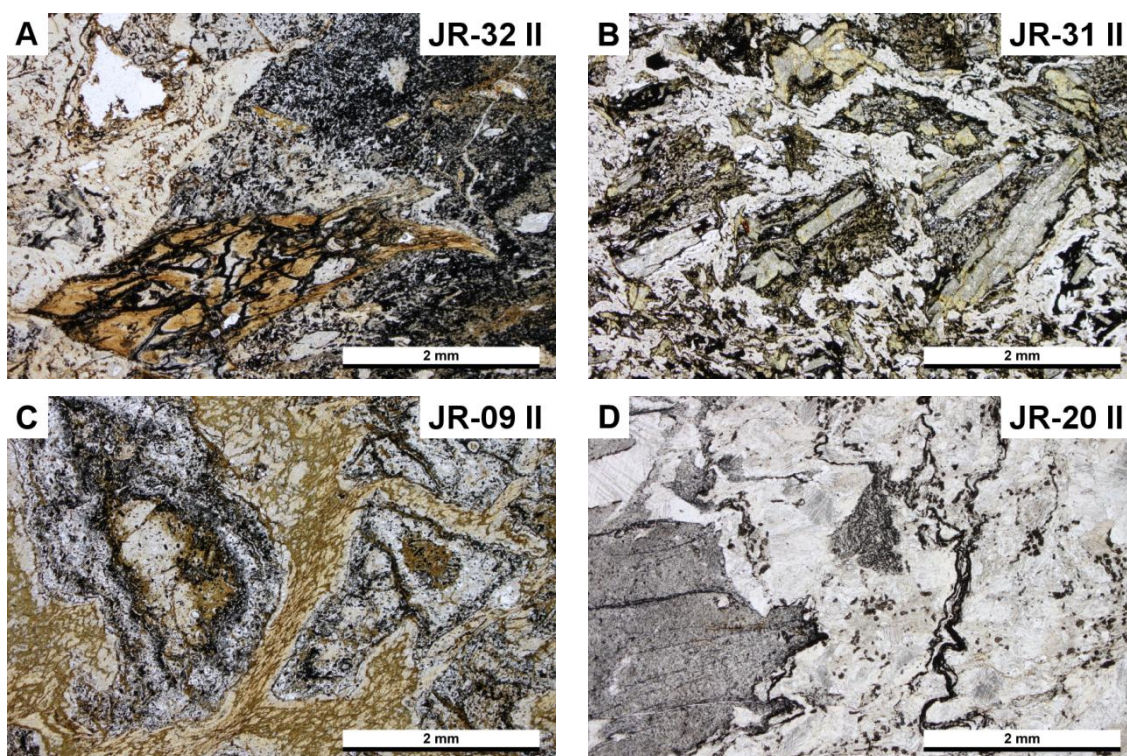
Obr. 3.13. Sekundární textury lapillových metatufů. A) pseudomorfóza po tmavém minerálu; B) opakní minerály tvořící koncentrické vrstvy lapillového střepu; C) karbonát (siderit) zatlačující sklo lapilli s vezikulou, tmel lapillového metatufu je kalcitový; D) vezikuly vyplněné chloritem a kalcitový tmel pronikající lapillovým metatufem (postdatující chloritovou výplň amygdal).

3.4.3 Peperity

Lapillovým metatufům jsou podobné horniny klasifikované jako peperity. Jsou to horniny vzniklé při kontaktu mezi horkou lávou a mokřím sedimentem. Přichystal (1985) stejným procesem vysvětluje vznik tzv. „miktitů“ nebo kalcitických hyaloklastitů v jeho systému klasifikace. Doklady podobného jevu jsou přítomné na lok. 6 (*obr. 2.1*). Zajímavý je vznik “vlastních” peperitů (self-pepperite), tedy hornin vzniklý mísením lapillových klastů s ještě tekutou lávou. Prudké zchlazení způsobilo fragmentaci horké lávy za vzniku ostrohranných sklovitých střípků (*obr. 3.14.A*). Horká láva pronikala lapillovým tufem a lapilli se na kontaktu s lávou mohly začít tavit. Cirkulace horké vody způsobila alteraci (palagonitizaci) v podobě drobných kanálků a kokardových struktur (*obr. 3.14. B*).

Jiným typem peperitů jsou peperity vzniklé na kontaktu s pelitickým sedimentem (nekonsolidovaným jílem). Na styku mezi lávou a sedimentem dochází k fluidizaci a pronikání lávy do sedimentu neexplozivního charakteru (Busby-Spera a White, 1987). Tento proces dal vzniknout horninám složených z větších útržků palagonitizovaného skla obklopených jemnozrnnou hmotou spečeného sedimentárního materiálu (*obr. 3.14.C*).

Barth (1960) a Přichystal (1985) se přiklání k názoru, že hyaloklastické horniny s karbonátem jako pojivovou hmotou vznikají při kontaktu tekuté lávy s karbonátovým sedimentem, přičemž bouřlivá reakce na kontaktu těchto dvou fází způsobí fragmentaci lávy, jejich promísení a rekrystalizaci karbonátu. Není to sice častý jev a většina vulkanoklastických hornin zájmového území mají karbonátový tmel sekundární, ale na lok. 6 (*obr. 2.1*) byly nalezeny i doklady mísení tekuté lávy a karbonátového sedimentu. Na kontaktu mezi karbonátem a vulkanoklasty těchto hornin vznikají textury naznačující otrhávání klastů láv a mísení s karbonátovým materiálem (*obr. 3.13.D*). Tyto horniny také odpovídají peperitům.



Obr. 3.14. Mikrofotografie peperitů. A) rozpad sklovitého střepu na ostrohranné fragmenty vlivem rychlého ochlazení lávy; B) palagonitické struktury v peperitech C) peperitická hornina složená z palagonitizovaných lapilli a spečené pelitické horniny. D) trhání bazaltové lávy na kontaktu s karbonátem.

3.4.4 Metatufy (popelové)

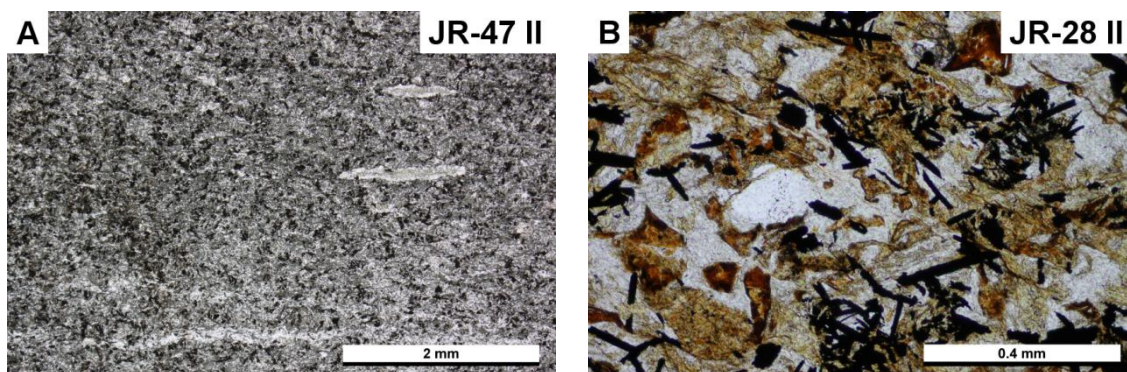
Jsou hojné, ale celkem nenápadné masivní až jemnozrnné horniny, které zpravidla netvoří výrazné výchozy. Jsou podřízeně přítomny jako polohy o maximální mocnosti prvních metrů společně s ostatními vulkanoklastickými horninami. Horniny shodného zrnitostního složení tvoří také hlavní složku mezerní hmoty metabrekcií, lapillových metabrekcií, lapillových metatufů a vápencových vložek stínavsko-chabičovského souvrství.

Popelové metatufy jsou masivní zelené, zelenošedé horniny nebo světle až tmavě šedé horniny. Zelená barva je způsobena šupinkami chloritu, zatímco šedé metatufy jsou postiženy sericitizací a chlorit u nich není přítomen. Makroskopicky lze rozeznat spíše hrubější popelovou frakci a drobné lapilly, jemnozrnnější klasty vlivem alterace a metamorfózy zanikají. Pokud není přítomná vrstevnatost a horniny byly tektonicky deformované, jsou tyto horniny v terénu podobné zbřidličnatým metabazaltům. Mohou obsahovat karbonáty a s přibývajícím podílem karbonátové složky přecházejí v nečisté vápence.

Primární textury metatufů podléhají druhotným změnám a snadno zanikají díky rekrystalizaci skla, vzniku nových minerálů a tektonické deformaci. Dobře zachované metatufy byly nalezeny severně od Levína (lok. 6, *obr. 2.1*). Jedná se o metatufy nejspíše pyroklastického původu charakteru napadávek.

3.4.4.1 *Primární textury metatufů*

Primární textura metatufů je hyaloklastická. Při tektonické deformaci však mizí zřetelné hranice mezi jednotlivými klasty a tato primární textura zaniká. Ve výbruse je potom někdy obtížné primární textury rozeznat (*obr. 3.15.A*). Základní hmota byla původně tvořena především sklovitými popelovými částicemi. Metatufy s relativně dobře zachovanými tvary popelových částic byly nalezeny na lok. 6 (*obr. 2.1*). Místy se v základní hmotě vyskytují i lapilli o velikosti kolem 1 mm s okraji tvořenými stěnami expandovaných vezikul. To svědčí o explozivním původu popelových klastů, kdy expandující vezikula způsobila odtržení klastu (*obr. 3.15.B*). Některé z těchto větších částic mají hyaloofitickou až takřka zcela holohyalinní texturu. V nich se vzácněji objevují i mikrofenoekrysty (plagioklasu či tmavého minerálu), které jsou nicméně rekrystalované ve směs drobounkých zrníček, které vyplňují obrys původního krystalu. V hyaloofitických i holohyalinních tufitických částicích jsou hojně roztroušena přeměněná zrníčka Fe-Ti oxidů. Primární minerály nejsou zachovány.



Obr. 3.15. Primární textury (popelových) metatufů. A) zánik primární textury; B) zachovalé textury popelového metatufu se zřetelnými střípky popelových částic.

3.4.4.2 *Sekundární textury metatufů*

Nejvýraznějším sekundárním minerálem je chlorit, který tvoří většinou lupenité agregáty nebo drobounká zrnka. Někdy se řadí paralelně s foliací do jakoby anastomozujících kanálků, ve kterých je přítomen ještě albit. Tyto kanálky „obtékají ostrůvky“ chudší na chlorit a bohatší na sericit. Chlorit snadno podléhá strukturní přestavbě při duktilním tektonickém postižení, kdy se jeho šupiny orientují kolmo na hlavní směr

stlačení. Některé sklovité částice mohou být vylouženy. Amygdaly s karbonátovou a chloritovou výplní jsou přítomny jen vzácně. Sekundárními opakními minerály jsou titanit, Fe-oxidy a rutil. Bývají rovnoměrně roztroušeny mezi rozloženými popelovými částicemi.

4 Mineralogie

Následující kapitola je věnována studiu složení minerálů důležitých horninových typů Šternberské struktury. Hlavním záměrem bylo zjistit složení primárních minerálních fází a tuto znalost využít k určení afinity magmatu, ze kterého krystalovaly. Při této příležitosti byla změřena i chemická složení sekundárně vznikajících minerálů a sledovány prostorové vztahy primárních a sekundárních minerálů pro získání představy o povaze hydrotermálních či metamorfních pochodů. Kromě níže uvedených minerálů byly ve výbrusových vzorcích měřeny ještě kalcit a titanit. Jejich chemismus nevykazoval žádné odchylky od běžného složení.

4.1 Metodika

V návaznosti na mikroskopické studium výbrusového fondu horninových vzorků byly vytipovány ty vzorky, které měly nejlépe zachované primární minerály. Na pracovišti Ústavu geologie a paleontologie při Přírodovědecké fakultě UK byly zhotoveny 4 odkryté petrografické výbrusy za účelem změření složení zachovalých reliktních primárních minerálů (hlavně klinopyroxenu a ilmenitu) a také některých sekundárních minerálů (plagioklas - albit, amfibol - aktinolit, chlorit, muskovit a epidot). Jedná se o vzorky dvou porfyrických doleritů, jednoho afanitického doleritu a jednoho porfyrického metabazaltu. Vzorky byly před měřením ve vakuové napařovačce potaženy grafitem pro lepší odvod náboje.

Měření chemického složení minerálů bylo prováděno na skenovacím elektronovém mikroskopu (SEM) TescanVega s EDS detektorem systému INCA Oxford (urychlovací napětí 15 kV, svazek o parametru 800 nA) s použitím standardní kalibrace na SPI standardu (Na - albit (n), Mg - periklas (s), Al - Y-Al granát ($Y_3Al_5O_{15}$) (s), Si - sanidin (n), K - sanidin (n), Ca - wollastonit (n), Ti - rutil (s), V - V (s), Cr - Cr_2O_3 (s), Mn - rodonit (n), Fe - hematit (n), Ba - baryt (n); (n) - přírodní vzorek, (s) - syntetický vzorek).

Zároveň byly pořízeny mikrofotografie prostorových vztahů minerálních fází ve zpětně odražených elektronech (BSE). Veškerá měření a mikrofotografie byly pořízeny na přístroji, který je součástí vybavení Ústavu petrologie a strukturní geologie na Přírodovědecké fakultě UK.

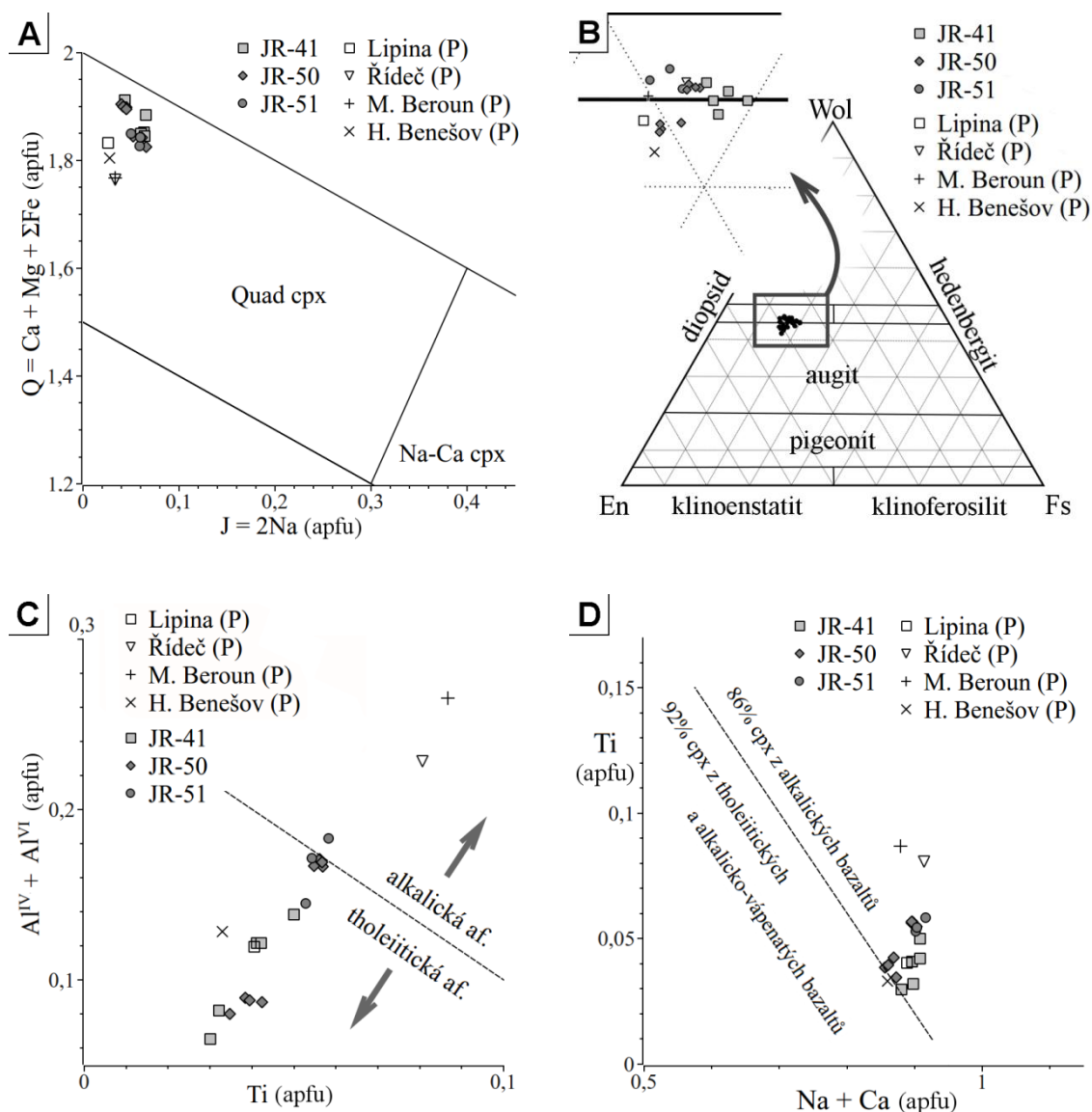
4.2 Klinopyroxen

Byly analyzovány klinopyroxeny ze dvou porfyrických metadoleritů a z jednoho afanitického metadoleritu. Během hydrotermálních přeměn bývají klinopyroxeny nahrazovány chloritem místně s přítomností epidotu. Klinopyroxen často uzavírá lišty plagioklasu (albitu). Na klinopyroxenech nebyla pozorována výraznější zonálnost, měření byla proto prováděna hlavně v růstových zónách a jádrech klinopyroxenových zrn. Mikrosondové analýzy byly přepočítány na základě 4 kationtů a poměr dvojmocného a trojmocného železa byl přepočítán pro zachování balance 6 kyslíkových atomů ve vzorci, který odpovídá $M_2M_1T_2O_6$. Mikrosondové analýzy chemického složení, přepočet zastoupení prvků na krystalografických pozicích a výpočet koncových členů klinopyroxenů jsou uvedeny v *tab. 4.1* a *tab. 4.2*.

Předběžná klasifikace se řídí doporučením Subkomise pro pyroxeny Mezinárodní mineralogické asociace (IMA) pro nomenklaturu pyroxenů (Morimoto et al., 1989) zařazením pyroxenu podle pozice v diagramu obsahu sodíku ($J=2*Na$) proti sumě obsahů vápníku, hořčíku a dvojmocného železa ($Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$) na pozici M1 a M2 strukturálního vzorce. Podle této klasifikace náleží analyzované klinopyroxeny do skupiny běžných horninotvorných Ca-Mg-Fe pyroxenů („kvadrilaterálních“, QUAD), jak je vidět na *obr. 4.1.A*. Přesněji se jedná o diopsidové až augitové pyroxeny, které v ternárním diagramu enstatit-ferosilit-wolastonit zaujímají složení v omezeném prostoru mezi $En_{40,6}Fs_{16,2}Wo_{43,2}$, $En_{38,3}Fs_{14,9}Wo_{46,8}$ a $En_{35,4}Fs_{19,7}Wo_{44,9}$. Toto je znázorněno na *obr. 4.1.B* doplněno o střední složení klinopyroxenů podle práce Přichystala (1985). Klinopyroxeny o diopsidovém složení se obecně vyznačují vyššími obsahy Al (průměrně 0,159 apfu), zatímco klinopyroxeny o augitovém složení mívají vyšší obsahy Mn (průměrně 0,01 apfu). Hodnota $Mg/(Mg+Fe)$ se pohybuje v rozsahu od 0,65 do 0,74. Průměrný obsah TiO_2 se pohybuje kolem hodnoty 1,62 hm.%.

Přichystal (1985) určuje magmatickou afinitu klinopyroxenu podle Hekiniana (1982), který používá diagramy Ti proti $Al^{IV}+Al^{VI}$ a Al_2O_3 proti SiO_2 . Dle jeho interpretace dochází u vulkanitů SHP ke změně afinit magmatitů v čase od alkalických členů po členy tholeiitické. Na základě analýzy klinopyroxenu z metadoleritu od Řídče pak přiřazuje metabazitům našeho zájmového území alkalickou afinitu, zatímco doleritové žíle u Lipiny (kterou považuje za mladší) přiřazuje tholeiitickou afinitu. Veškeré analýzy, které byly nově provedeny, padají v diagramu Ti proti $Al^{IV}+Al^{VI}$ do pole pyroxenů s tholeiitickou afinitou (*obr. 4.1.C*). Naproti tomu při použití diagramu pro identifikaci

magmatické afinity klinopyroxenů podle Leterriera et al. (1982) padají všechny analýzy včetně těch z Přichystala (1985) v diagramu Ca+Na proti Ti přibližně do pole pro alkalickou afinitu (*obr. 4.1.D*). Použití těchto typů diferenciačních diagramů pro určení magmatické afinity klinopyroxenů SHB není vhodné.



Obr. 4.1. Diagramy složení klinopyroxenu z metadoleritů. A) binární klasifikační diagram pro pyroxeny podle Morimota et al. (1989); B) ternární klasifikační diagram pro pyroxeny podle Morimota et al. (1989); C) binární diagram pro určení magmatické afinity pyroxenů podle Hekiniana (1982); D) binární diagram pro určení magmatické afinity pyroxenů podle Leterriera et al. (1982); doplněny analýzy z Přichystala (1985) – Lipina (P), Řídeč (P), M(oravský) Beroun (P) a H(orní) Benešov (P).

vzorek	JR-41	JR-41	JR-41	JR-41	JR-41	JR-51	JR-51	JR-51	
litologie	porfyrický metadolerit	porfyrický metadolerit	porfyrický metadolerit	Porfyrický metadolerit	porfyrický metadolerit	afanitický metadolerit	afanitický metadolerit	afanitický metadolerit	
hm.% oxidy									
SiO ₂	50,71	48,90	50,19	49,03	48,70	48,93	48,54	49,08	
TiO ₂	1,04	1,73	1,11	1,42	1,45	1,85	2,05	1,92	
Al ₂ O ₃	1,45	3,07	1,81	2,70	2,68	3,24	4,11	3,86	
FeO	10,97	10,04	11,44	10,46	10,74	9,46	8,79	8,60	
MnO	0,37	0,19	0,33	0,35	0,30	0,32	0,17	-	
MgO	12,72	12,34	11,89	12,50	12,09	12,96	12,92	13,40	
CaO	20,96	21,34	21,00	21,06	21,18	21,57	21,94	21,67	
Na ₂ O	0,29	0,43	0,44	0,41	0,43	0,34	0,40	0,41	
celkem hm.%	98,50	98,02	98,20	97,92	97,57	98,68	98,93	98,93	
per 4 cat									
T	Si	1,938	1,873	1,929	1,880	1,878	1,857	1,832	1,848
	Al	0,062	0,127	0,071	0,120	0,122	0,143	0,168	0,152
	Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
M1	Al	0,003	0,011	0,011	0,002	0,000	0,001	0,015	0,019
	Fe ³⁺	0,021	0,048	0,029	0,065	0,070	0,062	0,066	0,054
	Ti	0,030	0,050	0,032	0,041	0,042	0,053	0,058	0,054
	Mg	0,725	0,704	0,681	0,714	0,695	0,733	0,727	0,752
	Fe ²⁺	0,222	0,187	0,247	0,177	0,193	0,151	0,134	0,121
	Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
M2	Fe ²⁺	0,108	0,087	0,092	0,093	0,083	0,087	0,078	0,096
	Mn	0,012	0,006	0,011	0,011	0,010	0,010	0,006	0,000
	Ca	0,858	0,876	0,865	0,865	0,875	0,877	0,887	0,874
	Na	0,022	0,032	0,033	0,030	0,032	0,025	0,029	0,030
J-Q diagram									
J	0,043	0,063	0,065	0,060	0,064	0,050	0,059	0,060	
Q	1,913	1,853	1,885	1,850	1,846	1,849	1,826	1,843	
složky Quad									
x(wol)	0,44	0,46	0,45	0,45	0,45	0,46	0,46	0,45	
x(en)	0,37	0,37	0,35	0,37	0,36	0,38	0,38	0,39	
x(fs)	0,19	0,17	0,20	0,18	0,18	0,20	0,18	0,18	

Tab. 4.1. Mikrosondové analýzy klinopyroxenu v metadoleritech.

vzorek	JR-50	JR-50	JR-50	JR-50	JR-50	JR-50	JR-50	JR-50
litologie	porfyrický metadolerit	porfyrický metadolerit	porfyrický metadolerit	porfyrický metadolerit	porfyrický metadolerit	porfyrický metadolerit	porfyrický metadolerit	porfyrický metadolerit
<i>hm. % oxidy</i>								
SiO₂	51,14	51,11	51,04	50,76	48,99	48,37	48,50	49,12
TiO₂	1,23	1,36	1,40	1,50	1,98	1,98	1,92	2,00
Al₂O₃	1,81	2,02	1,99	1,96	3,84	3,70	3,72	3,80
FeO	10,32	9,66	9,71	9,64	9,91	9,86	9,59	9,50
MnO	0,23	0,31	0,31	0,26	0,09	0,20	0,27	0,21
MgO	13,70	14,07	14,08	14,03	12,65	12,50	12,65	12,76
CaO	21,18	20,81	20,94	21,03	21,38	21,28	21,35	21,38
Na₂O	0,31	0,28	0,29	0,31	0,41	0,35	0,45	0,42
<i>celkem hm.%</i>	<i>99,92</i>	<i>99,62</i>	<i>99,75</i>	<i>99,49</i>	<i>99,26</i>	<i>98,25</i>	<i>98,43</i>	<i>99,18</i>
<i>per 4 cat</i>								
T	Si	1,917	1,917	1,912	1,906	1,850	1,847	1,854
	Al	0,080	0,083	0,088	0,087	0,151	0,153	0,146
	Fe³⁺	0,004	0,000	0,001	0,007	0,000	0,000	0,000
M1	Al	0,000	0,006	0,000	0,000	0,020	0,013	0,011
	Fe³⁺	0,037	0,021	0,030	0,032	0,048	0,052	0,067
	Ti	0,035	0,038	0,039	0,042	0,056	0,057	0,055
	Mg	0,765	0,787	0,786	0,785	0,712	0,712	0,717
	Fe²⁺	0,163	0,148	0,144	0,141	0,163	0,166	0,149
	Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
M2	Fe²⁺	0,120	0,134	0,129	0,123	0,102	0,097	0,088
	Mn	0,007	0,010	0,010	0,008	0,003	0,007	0,009
	Ca	0,850	0,836	0,840	0,846	0,865	0,871	0,870
	Na	0,022	0,020	0,021	0,022	0,030	0,026	0,033
<i>J-Q diagram</i>								
J	0,045	0,040	0,042	0,045	0,061	0,052	0,066	0,061
Q	1,899	1,905	1,900	1,895	1,842	1,845	1,825	1,843
<i>složky Quad</i>								
x(wol)	0,44	0,43	0,43	0,44	0,46	0,46	0,46	0,46
x(en)	0,39	0,41	0,41	0,40	0,38	0,37	0,38	0,38
x(fs)	0,17	0,16	0,16	0,16	0,17	0,17	0,17	0,16

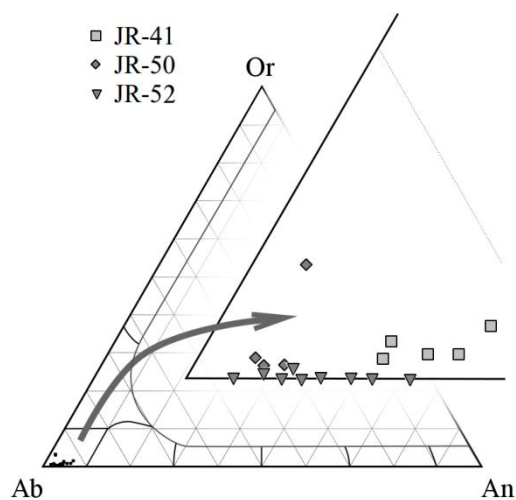
Tab. 4.2. Mikrosondové analýzy klinopyroxenu v metadoleritech.

4.3 Plagioklas

Plagioklas je velmi častou součástí všech typů metabazitů zájmové oblasti. Je přítomen v podobě fenokrystů a mikrolitů porfyrických typů metadoleritů a metabazaltů. Tyto primární plagioklasy se vyznačují přítomností sekundárních přeměn v podobě sericitizace (vznik muskovitu, jehož analýzy jsou uvedeny níže), saussuritizace (vznik minerálů skupiny epidotu, albitu nebo kalcitu) atd. Časté jsou také menší zrna albitu v základní hmotě a na stěnách amygdal či trhlin, která vznikla až při sekundárních přeměnách, a které nebývají postiženy sericitizací a saussuritizací.

V mikrofotografii na základě zpětně odražených elektronů se plagioklas jeví díky vysoké absorpci elektronů jako lištovitá zrna velmi tmavých barev. Chemické složení plagioklasu bylo měřeno na jádrech, středních částech i okrajích fenokrystů dvou porfyrických metadoleritů a porfyrického metabazaltu. Analýzy byly přepočítány na základě 8 kyslíkových atomů na vzorcovou jednotku.

Mikrosondové analýzy chemického složení, přepočet zastoupení prvků na krystalografických pozicích a výpočet koncových členů plagioklasů jsou uvedeny v *tab. 4.3* a *tab. 4.4*. Chemické složení je celkem stálé a ve všech částech fenokrystů odpovídá albitu (*obr. 4.2*). Pohybuje se přibližně v oblasti mezi $\text{Ab}_{97,9}\text{An}_{1,9}\text{Or}_{0,2}$, $\text{Ab}_{95,1}\text{An}_{1,4}\text{Or}_{3,5}$ a $\text{Ab}_{91,2}\text{An}_{7,1}\text{Or}_{1,6}$. Změna chemického složení plagioklasů, které měly původně vyšší obsah anortitové složky, odráží vysokou intenzitu pozdně magmatických až postmagmatických hydrotermálních přeměn. Vápník byl buď zcela nahrazen sodíkem anebo vstoupil do sekundární fáze společně s Al_2O_3 (minerály epidotové skupiny), které jsou saussuritizačním produktem rozpadu plagioklasu.



Obr. 4.2. Ternární diagram složení živců v metabazitech.

vzorek	JR-52	JR-52	JR-52	JR-52	JR-52	JR-52	JR-52	JR-52	JR-52	
litologie	porfyrický metabazalt									
pozice	plg-c	plg-c	plg-c	plg-c	plg-m	plg-m	plg-r	plg-r	plg-r	
hm.% oxidy										
SiO ₂	66,99	67,57	67,59	68,01	67,29	68,32	67,53	67,61	67,65	
Al ₂ O ₃	20,35	21,15	20,09	20,31	19,99	20,07	20,72	20,41	19,76	
Fe ₂ O ₃	0,05	-	-	-	0,17	-	-	-	0,26	
CaO	0,91	1,21	0,53	0,56	0,63	0,40	1,02	0,75	0,26	
Na ₂ O	11,25	10,84	11,43	11,55	11,31	11,35	11,07	11,43	11,68	
K2O	-	-	-	0,06	-	0,04	-	-	-	
celkem hm.%	99,54	100,77	99,63	100,50	99,40	100,18	100,34	100,20	99,61	
per 8 O										
T	Si	2,947	2,932	2,965	2,961	2,962	2,977	2,944	2,953	2,972
	Al	1,055	1,082	1,039	1,042	1,037	1,031	1,064	1,050	1,023
	Fe ³⁺	0,002	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,013
M	Ca	0,043	0,056	0,025	0,026	0,030	0,019	0,048	0,035	0,012
	Na	0,959	0,912	0,972	0,975	0,966	0,959	0,936	0,968	0,995
	K	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000	0,000	-
ternární klasifikace										
Ab	95,71	94,17	97,52	97,07	97,00	97,87	95,16	96,50	98,77	
An	4,29	5,83	2,48	2,62	3,00	1,91	4,84	3,50	1,23	
Or	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00	

Tab. 4.3. Mikrosondové analýzy fenokrystů plagioklasu v metabazitech.

vzorek	JR-41	JR-41	JR-41	JR-41	JR-41	JR-50	JR-50	JR-50	JR-50
litologie	porfyrický metadolerit					porfyrický metadolerit			
pozice	plg-c	plg-r	plg-r	plg-r	plg-i	plg-m	plg-r	plg-r	plg-i
<i>hm.% oxidy</i>									
SiO₂	65,65	65,47	65,90	66,60	66,22	67,56	68,54	68,36	67,89
Al₂O₃	21,14	20,49	20,31	20,40	20,66	20,62	20,27	20,00	19,77
Fe₂O₃	0,20	0,13	0,12	0,14	0,20	0,13	-	0,15	0,28
CaO	1,50	1,22	0,94	1,01	1,33	0,29	0,50	0,38	0,31
Na₂O	10,57	10,59	10,25	10,95	10,10	11,11	11,41	11,32	11,04
K₂O	0,28	0,13	0,19	0,11	0,12	0,62	0,07	0,07	0,11
<i>celkem hm.%</i>	<i>99,34</i>	<i>98,03</i>	<i>97,72</i>	<i>99,21</i>	<i>98,63</i>	<i>100,33</i>	<i>100,80</i>	<i>100,27</i>	<i>99,40</i>
<i>per 8 O</i>									
T	Si	2,903	2,927	2,947	2,941	2,935	2,950	2,971	2,978
	Al	1,102	1,080	1,070	1,062	1,079	1,061	1,036	1,024
	Fe³⁺	0,010	0,007	0,006	0,007	0,010	0,006	0,000	0,007
M	Ca	0,071	0,058	0,045	0,048	0,063	0,014	0,023	0,018
	Na	0,906	0,918	0,888	0,938	0,868	0,941	0,959	0,940
	K	0,016	0,007	0,011	0,006	0,007	0,034	0,004	0,006
<i>ternární klasifikace</i>									
Ab	91,24	93,31	94,08	94,57	92,52	95,14	97,23	97,76	97,87
An	7,14	5,93	4,78	4,80	6,75	1,38	2,36	1,84	1,50
Or	1,62	0,76	1,15	0,63	0,73	3,48	0,41	0,40	0,63

Tab. 4.4. Mikrosondové analýzy plagioklasu v metabazitech.

4.4 Muskovit

Muskovit ($\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$) v podobě jemnozrnné formy sericitu je sekundární minerál, který se běžně vyskytuje v podobě drobných šupinek uzavřených v albitových pseudomorfózách po Ca-plagioklasu. Je hojný jako součást alteračních produktů po rozkladu vulkanického skla metabazitů. Ve zpětně odražených elektronech se jeví jako drobounké (průměrně 1 mikrometr dlouhé) šupinky a tabulky nebo jejich agregáty světlejší barvy v porovnání s albitem. Měření bylo přepočítáno na základě 11 kyslíkových atomů na vzorcovou jednotku. Chemické složení odpovídá muskovitu s nízkým obsahem Na, Mg a Fe a s velmi výrazně sníženým obsahem draslíku ($\text{K}=0,39\text{--}0,44$), což naznačuje, že se jedná o směs muskovitu s halloysitem nebo jiným sekundárním fylosilikátem. Mikrosondové analýzy chemického složení muskovitu, přepočet zastoupení prvků na krystalografických pozicích a výpočet koncových členů jsou uvedeny v tab. 4.5.

vzorek	JR-41	JR-52	JR-52
litologie	porfyrický metadolerit	porfyrický metabazalt	porfyrický metabazalt

hm.% oxidy

SiO₂	46,11	46,30	46,98
Al₂O₃	36,49	35,18	34,32
FeO	0,97	1,57	1,86
MgO	0,28	0,55	0,55
BaO	0,41	0,25	0,28
Na₂O	0,07	1,22	1,53
K₂O	10,36	9,63	9,20
<i>celkem hm.%</i>	<i>94,71</i>	<i>94,70</i>	<i>94,72</i>

per 11 O

T	Si	3,078	3,099	3,142
	Al	0,922	0,901	0,858
M	Al	1,948	1,874	1,847
	Fe	0,054	0,088	0,104
	Mg	0,028	0,055	0,055
	Ba	0,011	0,006	0,007
A	Na	0,005	0,079	0,099
	K	0,441	0,411	0,393

Tab. 4.5. Mikrosondové analýzy sericitického muskovitu v z živcových fenokrystů v metabazitech.

4.5 Ilmenit

Ilmenit (FeTiO₃) je další primární magmatický minerál, jehož chemické složení bylo změřeno. Vytváří euhedrání až kostrovitá zrna, která se na BSE mikrofotografiích vyznačují ze všech fází nejsvětlejší barvou díky vysoké intenzitě odražených elektronů. Měření byla provedena na výbrusech dvou porfyrických metadoleritů. Kvůli alteraci ilmenitu na jemnozrnnou směs titanitu, Fe-oxidů nebo Ti-oxidů byla měřena jádra zrn. Chemické složení ilmenitu byl přepočítáno na základě 3 kyslíkových atomů na vzorcovou jednotku. Mikrosondové analýzy a přepočet zastoupení prvků na vzorec ukazuje *tab. 4.6*. Veškeré analýzy odpovídají relativně čistým ilmenitům s obsahem Mn (3,7-5,4 hm.%). Ilmenity od Lipiny jsou na rozdíl od ilmenitů od Chabičova chudší Mn.

vzorek	JR-41	JR-41	JR-50	JR-50	JR-50
litologie	porfyrický metadolerit	porfyrický metadolerit	porfyrický metadolerit	porfyrický metadolerit	porfyrický metadolerit
<i>hm% oxidy</i>					
SiO₂	0,10	0,18	0,22	0,30	0,18
Al₂O₃	0,11	0,08	-	-	-
FeO	43,15	42,93	40,70	40,27	40,59
CaO	0,43	0,23	0,56	0,70	0,74
TiO₂	51,80	51,26	52,60	52,37	53,99
MnO	3,69	3,40	5,44	5,46	5,17
V₂O₃	0,22	-	-	-	-
Cr₂O₃	0,08	-	-	-	-
<i>celkem hm.%</i>	<i>99,59</i>	<i>98,07</i>	<i>99,52</i>	<i>99,09</i>	<i>100,67</i>
<i>per 3 O</i>					
Ti	0,988	0,992	0,999	0,998	1,009
Fe²⁺	0,915	0,923	0,859	0,853	0,844
Mn	0,079	0,074	0,116	0,117	0,109
Ca	0,012	0,006	0,015	0,019	0,020
Si	0,003	0,005	0,006	0,008	0,004
Al	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000
V₃₊	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr₃₊	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000

Tab. 4.6. Mikrosondové analýzy ilmenitu v metadoleritech.

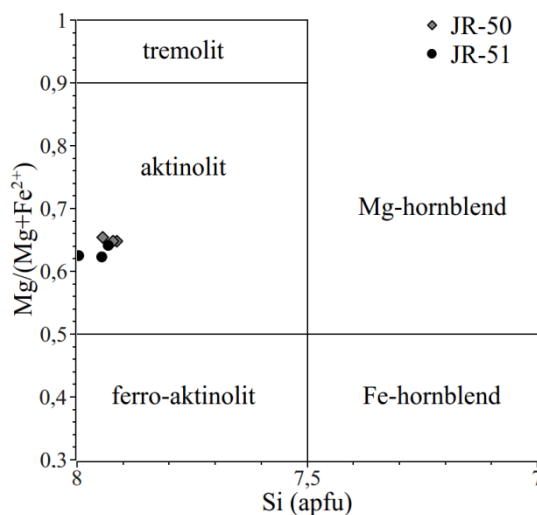
4.6 Amfibol

Amfibol vulkanických hornin Šternberského okolí bývá asociován s reliktami klinopyroxenů. Ty jsou totiž často obrůstáné nesouvislými lemy paralelně rostlých jehličkovitých krystalů, v jejichž blízkosti se objevuje ještě plagioklas a chlorit. Klinopyroxen může být buď nahrazován chloritem nebo amfibolem. Ve zpětně odražených elektroních amfibol vykazuje přibližně stejnou intenzitu zbarvení jako klinopyroxen, mívá ale nižší reliéf a mnohem zřetelnější štěpnost. Chemická složení amfibolu byla změřena na porfyrickém a afanitickém metadoleritu. Amfiboly se nevyznačují žádnou zonálností nebo znatelnou variabilitou složení v závislosti na pozici měření. Chemické složení bylo přepočítáno na základě 23 kyslíkových atomů na bezvodou vzorcovou jednotku. Veškeré železo je považováno za dvojmocné, neboť kvalita analýz (suma kationtů stěží dosahuje limitní hodnoty 15) nedovoluje přítomnost oxidu s vyšším oxidačním číslem. Podle nomenklatury Mezinárodní mineralogické asociace (Leake et al., 1997) byla přepočítaná chemická složení rozdělena na krystalografické pozice vzorce $AB_2^{VI}C_5^{IV}T_8O_{22}$ a provedena klasifikace. Amfiboly tak spadají do skupiny Ca-amfibolů, protože splňují následující podmínky ($Ca_B > 1,5$; $(Na+K)_A < 0,5$; $Ca_A < 0,5$). Na oktaedrické pozici B mají

více než 1,5 atomu vápníku ($\text{Ca} = 1,94\text{--}2$ apfu) a suma atomů sodíku a draslíku na oktaedrické pozici A je nižší než 0,5 ($\text{Na} = 0\text{--}0,03$ apfu). Na oktaedrické pozici A mají méně než 0,5 atomu Ca a v diagramu Si (apfu) proti $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ leží v poli aktinolitu (obr. 4.3). Amfiboly se vyznačují celkem vysokým podílem Si na tetrahedrál ní pozici ($\text{Si} = 7,91\text{--}8$ apfu). Mikrosondové analýzy a přepočet zastoupení prvků na krystalografických pozicích amfibolů jsou uvedeny v tab. 4.7. Chemické složení amfibolu nahrazujícího klinopyroxen a jeho růst bez zjevné přednostní orientace naznačuje buď jeho pozdně magmatický hydrotermální původ.

vzorek	JR-50	JR-50	JR-50	JR-51	JR-51	JR-51	
litologie	porfyrický metadolerit	porfyrický metadolerit	porfyrický metadolerit	afanitický metadolerit	afanitický metadolerit	afanitický metadolerit	
minerál	amph	uralit. amph	uralit. amph	uralit. amph	uralit. amph	uralit. amph	
pozice	s chl	mezi px a chl	v plg	mezi px a chl	mezi px a plg	mezi px a plg s chl	
hm.% oxidy							
SiO ₂	54,76	54,36	56,01	54,42	55,10	54,07	
Al ₂ O ₃	0,67	1,12	1,41	0,98	0,36	0,67	
FeO	13,97	13,92	14,30	14,22	15,07	14,98	
MgO	14,79	14,36	14,77	14,25	14,01	13,80	
CaO	12,97	12,96	12,84	12,95	12,96	12,97	
Na ₂ O	-	0,10	0,18	0,09	0,11	0,04	
MnO ₂	0,25	0,29	0,23	0,15	0,20	0,21	
celkem hm.%	97,42	97,12	99,75	97,07	97,81	96,73	
per 23 O							
T	Si	7,944	7,914	7,922	7,931	7,996	7,945
	Al	0,056	0,086	0,078	0,069	0,004	0,055
C	Al	0,058	0,106	0,157	0,100	0,057	0,061
	Mg	3,198	3,117	3,114	3,095	3,031	3,023
	Fe ²⁺	1,695	1,695	1,691	1,734	1,829	1,840
	Mn ²⁺	0,031	0,036	0,028	0,019	0,025	0,026
B	Ca	2,016	2,022	1,945	2,023	2,016	2,042
	Na	0,000	0,000	0,050	0,000	0,000	0,000
A	Na	0,000	0,028	0,000	0,026	0,031	0,012
Mg/(Mg+Fe)	0,654	0,648	0,648	0,641	0,624	0,622	

Tab. 4.7. Mikrosondové analýzy amfibolu v metadoleritech.

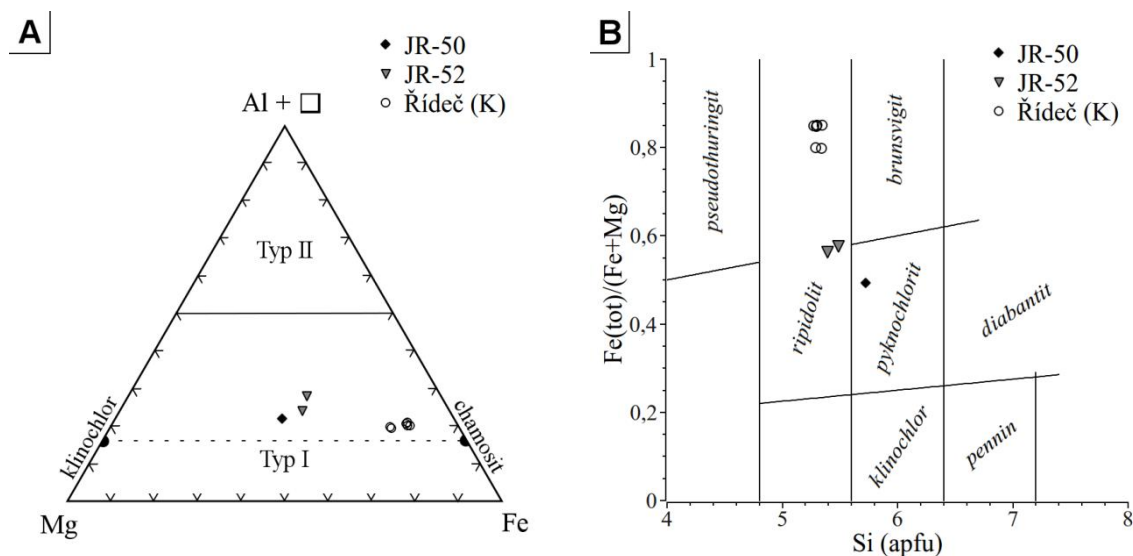


Obr. 4.3. Klasifikace amfibolů v metadoleritech podle Leakea et al. (1997).

4.7 Chlorit

Chlorit je další častý sekundární minerál metabazitů zájmového území. Je to fylosilikát, který vystupuje společně s epidotem a albitem v přítomnosti aktinolitizovaného klinopyroxenu v podobě jemných agregátů šupinkovitých krystalů nahrazujících primární minerály. Ve zpětně odražených elektronech má vlivem absorpce lehce tmavší zbarvení než pyroxen a nízký reliéf díky své měkkosti. Měření chemického složení chloritu bylo provedeno na vzorcích porfyrického metadoleritu a porfyrického metabazaltu. Chemické složení bylo přepočítáno na základě 28 kyslíkových atomů na vzorcovou jednotku podle vzorce $M_{12}T_8O_{20}(OH, F)_{16}$. Starší klasifikace chloritů rozlišují na rozdíl od moderní klasifikace velké množství minerálních druhů (na spojnicích koncových členů) a jejich nomenklatura může být závislá na dobré znalosti poměru Fe^{II} a Fe^{III} . Například Hey (1954) odlišuje 2 klasifikační systémy chloritů (neoxidované ortochlority a oxidovaná leptochlority) podle stanoveného hm.% Fe_2O_3 (jako hranici určil hodnotu 4 hm.% Fe_2O_3). Analýzy neumožňují přiřadit železu jiný oxidační stav než II, naopak je k zachování náboje nutné počítat s přítomností vakancí. Mikrosondové analýzy, přepočet zastoupení prvků na krystalografických pozicích a výpočet koncových členů chloritu ukazuje tab. 4.8. Při klasifikaci chloritu jsem se řídil doporučeními podle Zanea a Weisse (1998) a podle této klasifikace odpovídá chlorit typu I (obr. 4.4.A) a patří do skupiny trioktahedrálních chloritů (řada klinochlor-chamosit) s menším podílem Al^{VI} (dioktahedrálního koncového členu donbassitu). I když se poměr $Fe/(Fe+Mg)$ pohybuje kolem 0,5, lze říci, že chlorit porfyrického metadoleritu od Chabičova odpovídá Mg-

chloritu, zatímco chlorit z porfyrického metabazaltu od Levína odpovídá spíše Fe-chloritu. Podle staré klasifikace (Hey, 1954) odpovídají chlority ripidolitu či pyknochloritu. Na obr. 4.4.B jsou doplněna i data z měření provedených Kopeckou (2012) na chloritech železných rud od Řídče, na kterých lze vidět, že chlority vulkanických hornin jsou mnohem hořčnatější než chlority Fe-rud, jejichž složení se blíží chamositu (obsah Fe_2O_3 od 0,2 do 0,5 hm.%).



Obr. 4.4. Klasifikace chloritu v metabazitech: A) klasifikace podle Zane a Weiss (1998), typ I jsou Al-chlority, typ II jsou Mg-Fe chlority; B) starší klasifikace podle Heye (1954); body reprezentující složení chloritu od Řídče analyzovaného Kopeckou (2012) jsou označeny Řídeč (K)

Vzorek	JR-50	JR-52	JR-52	
Litologie	porfyrický metadolerit	porfyrický metabazalt	porfyrický metabazalt	
hm.% oxidy				
SiO ₂	25,96	24,58	24,97	
Al ₂ O ₃	18,37	21,10	21,25	
FeO	24,62	26,85	28,15	
MgO	14,32	11,11	12,27	
CaO	0,23	-	0,10	
K ₂ O	0,06	-	-	
MnO	0,33	-	0,28	
celkem hm.%	83,89	83,64	87,02	
per 28 O				
T	Si	5,728	5,485	5,391
	Al	2,272	2,515	2,609
M	Al	2,505	3,034	2,798
	Fe ²⁺	4,543	5,011	5,083
	Mg	4,712	3,695	3,950
	Ca	0,054	0,000	0,024
	K	0,016	0,000	0,000
	Mn	0,062	0,000	0,051
Vakance		0,125	0,260	0,121
Fe/(Fe+Mg)		0,491	0,576	0,563
x(Fe)		0,3828	0,4176	0,4263
x(Mg)		0,3970	0,3079	0,3313
x(Al)		0,2111	0,2528	0,2346
x(vac)		0,0091	0,0216	0,0079

Tab. 4.8. Mikrosondové analýzy chloritu metabazitů.

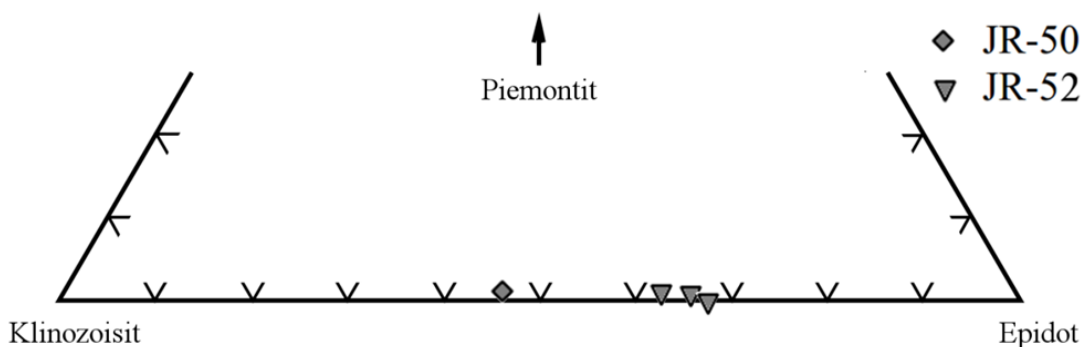
4.8 Minerály epidotové skupiny

Epidot-klinozoisit je sekundární minerál, který je v metabazitech zájmové oblasti asociovaný s chloritem a albitem. Ve zpětně odražených elektronech se jeví jako izometrická či tlustě tabulkovitá zrna lehce světlejší barvy a vyššího reliéfu než má okolní chlorit, slabě tmavší než pyroxen a zpravidla bez známek štěpnosti na rozdíl od aktinolitu. Chemické složení epidot-klinozoisitu byl měřeno na výbrusu porfyrického metadoleritu a porfyrického metabazaltu. Měření byla přepočítaná na bezvodém základě 12,5 kyslíkových atomů na vzorcovou jednotku obecného vzorce $A_2M_3[T_2O_7][TO_4](O,F)(OH,O)$. Veškeré železo je považováno za trojmocné. Procento pistacitové komponenty se pohybuje mezi 15 a 22. Podle klasifikace Armbrustera et al. (2006) patří změřené minerály epidotové skupiny do podskupiny klinozoisitu. Význam-

nými členy této podskupiny jsou klinkzoisit ($M_3=Al_3$), epidot ($M_3=Al_2Fe^{III}$) a piemontit ($M_3=Al_2Mn^{III}$). Minerály epidotové skupiny v metadoleritech jsou spíše klinkzoisity, zatímco v metabazaltech to jsou spíše epidoty. Obsah piemontiové složky se pohybuje kolem 0,4 %. Mikrosondové analýzy chemického složení, přepočet zastoupení prvků na krystalografických pozicích a výpočet koncových členů epidot-klinkzoisitů jsou uvedeny v *tab. 4.9*. Složení epidot-klinkzoisitů je zobrazeno na *obr. 4.5*.

vzorek		JR-50	JR-52	JR-52	JR-52
litologie		porfýrický metadolerit	porfýrický metabazalt	porfýrický metabazalt	porfýrický metabazalt
pozice		ep	ep	ep – c	ep – r
<i>hm.% oxidy</i>					
	SiO ₂	36,98	37,07	36,87	36,88
	Al ₂ O ₃	26,69	24,55	24,16	24,73
	Fe ₂ O ₃	7,63	10,78	10,81	10,15
	CaO	22,98	23,11	23,09	23,18
	TiO ₂	0,16	0,08	0,07	-
	Mn ₂ O ₃	0,08	0,08	0,02	0,07
<i>celkem hm.%</i>					
		94,5254	95,6741	95,0137	95,0047
<i>per 12,5 O</i>					
T	Si	2,988	2,995	3,002	2,996
	Ti	0,010	0,005	0,004	0,000
M	Al	2,542	2,339	2,319	2,368
	Fe ³⁺	0,464	0,655	0,663	0,620
	Mn ³⁺	0,005	0,005	0,001	0,004
A	Ca	1,989	2,001	2,015	2,018
<i>Pistacit %</i>					
		15,4	21,9	22,2	20,8
<i>x(cz)</i>					
		0,54	0,34	0,32	0,37
<i>x(ep)</i>					
		0,46	0,66	0,67	0,62
<i>x(pied)</i>					
		0,005	0,005	0,001	0,004

Tab. 4.9. Mikrosondové analýzy klinkzoisitu-epidotu



Obr. 4.5. Klasifikace minerálů epidotové skupiny v ternárním diagramu klinozoisit-epidot-piemontit.

4.9 Prostorový a genetický vztah primárních a sekundárních minerálů

Fluidní fáze, která je nezbytná pro vznik hydratovaných minerálů a transport chemických komponent proniká během hydrotermální přeměny mezi zrna minerálů matečné horniny a reaguje s nimi. Dává tím vzniknout nerovnovážným minerálním asociacím s přítomností primárních nehydratovaných minerálů magmatické horniny (klinopyroxen, ilmenit) obklopených směsí nížeteplotních hydratovaných minerálních fází. Na některých vzorcích hrubozrnných metabazitů byly pozorovány textury postupného zatlačování primárních minerálů sekundárními fázemi.

Z primárních minerálů to jsou pouze jádra ilmenitu a klinopyroxenu, které nepodlehly chemickým změnám. Pyroxen podléhá přeměně na amfibol-aktinolit, ale kromě přítomnosti -OH skupiny bylo zjištěno, že se jejich složení výrazně neliší. Fluidní fáze proniká podél štěpných trhlin a okrajů zrn pyroxenu a přeměňuje jej. Aktinolit (nebo klinopyroxen) může sám podléhat chloritizaci, a ta je charakteristická výraznou látkovou výměnou s okolím. Aktinolit i pyroxen jsou chudé na Al_2O_3 a pro vznik chloritu muselo dojít k jeho transportu. Al_2O_3 se obecně považuje za velmi nemobilní komponentu a je nepravděpodobné, že by byl transportován z větší vzdálenosti. Pravděpodobně je to produkt rozpadu plagioklasu.

Chlorit zatlačuje aktinolit a pyroxen a někdy je i zcela nahrazuje (obr. 4.6.A). Společně s chloritem se vyskytují zrna minerálů epidot-klinozoisitové řady (většinou epidotového složení). Tato zrna bývají spíše blízko kontaktů mezi chloritem a albitem nebo bývají uzavřena v albitizovaném plagioklasu, což naznačuje, že jejich vznik je spojen s rozpadem plagioklasu. Ilmenit také podléhá přeměně a dává vzniknout leukoxenické

hmotě. Je to směs alteračních produktů, z nichž nejvýznamnější je titanit, Fe-oxidy a Ti-oxidy (*obr. 4.6.B*).

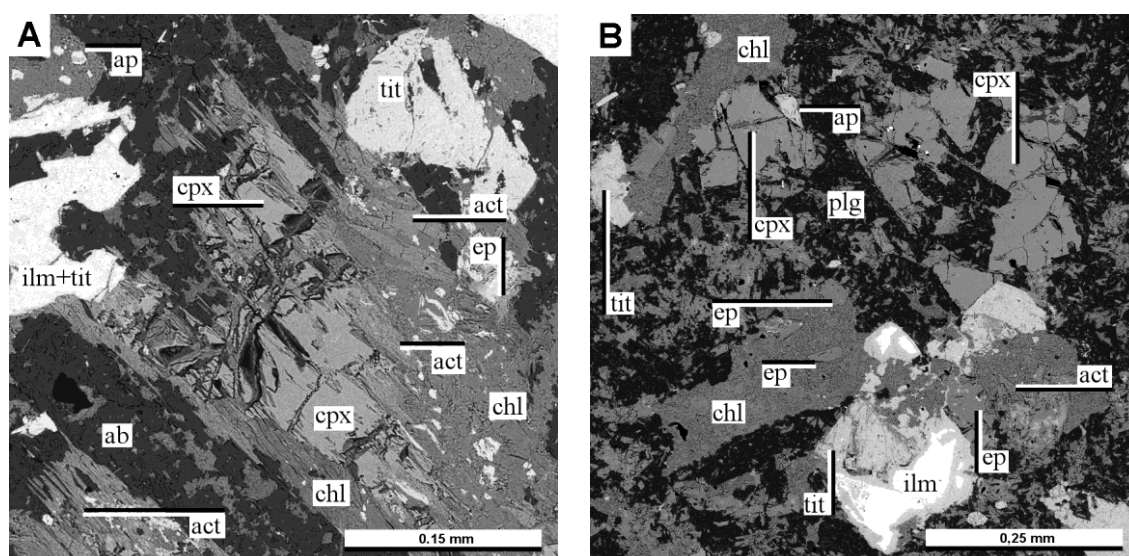
Titanit pro svůj vznik (kromě TiO_2 z ilmenitu) potřeboval vápník a SiO_2 , obě tyto komponenty zřejmě také pocházejí z rozpadu (albitizace) plagioklasu. Naopak ilmenit při svém rozkladu uvolnil Fe, které vstoupilo do krystalových mřížek epidotu a chloritu.

Apatit se vyskytuje buď v podobě uzavřenin v albitu nebo jako sloupečky společně s chloritem a epidotem (pseudomorfózy po tmavém minerálu).

Albit je doprovázen minerály epidotové řady a kalcitem. Jsou to produkty saussuritizace primárního plagioklasu.

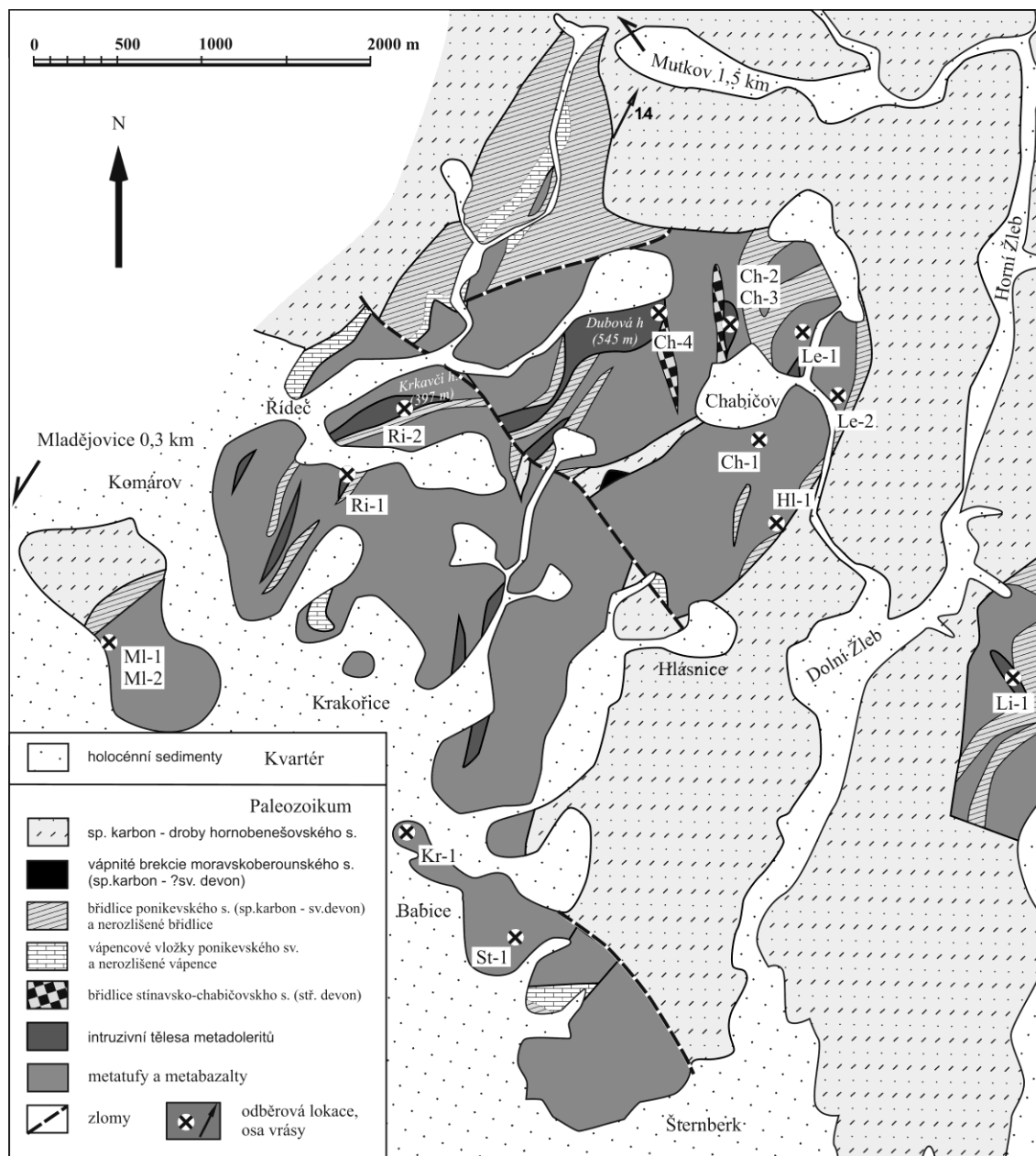
Minerály epidotové řady jsou v plagioklasu přítomny jako drobné krystalky tvořící cedníkovou texturu. Kalcit bývá v plagioklasu přítomen v podobě amébovitých proniků a zatlačuje albit. Plagioklas v sobě navíc může uzavírat drobné šupinky sericitu (muskovitu) jako svého alteračního produktu.

Kalcit se hojně vyskytuje jako výplň amygdal či drobnějších prasklin.



Obr. 4.6. Prostorové vztahy mezi primárními a sekundárními minerály: A) rozpad klinopyroxenu na aktinolit a chlorit; B) leukoxenizace ilmenitu a pseudomorfózy po tmavém minerálu tvořené epidotem a chloritem.

5 Geochemie vulkanitů SHP v okolí Šternberka



Obr. 5.1. Zjednodušená geologická mapa zájmové oblasti s vyznačenými odběrovými lokalitami vzorků na litochemii.

5.1 Metodika

Vzorky magmatických hornin pro účely geochemických analýz byly odebrány po zběžném zmapování vhodných litologií v terénu. Byla snaha o co nejlepší pokrytí petrografické variability tamních hornin a zároveň o odběr vzorků pokud možno vykazující co nejmenší projevy alterace. Relativně nejnižší sekundární přeměny vykazují hrubozrnnější typy magmatických hornin, v našem případě metadolerity, které běžně

zachovávají relikt pyroxenů a někdy rovněž celkem zachované ilmenity. Plagioklasy takových hornin bývají sice zcela albitizované, ale na rozdíl od porfyrických vulkanických hornin jsou nejméně sericitizované, karbonatizované a mívají relativně malé množství inkluzí klinozoisitu. Byly odebrány 4 vzorky porfyrických metadoleritů a 2 vzorky afanitických metadoleritů. Mimo žilné (subvulkanické) typy magmatitů bylo třeba zachytit i složení vulkanických a některých vulkanoklastických hornin. Matrix metabazaltů polštářových láv (odebrán 1 vzorek porfyrického metabazaltu a 3 vzorky afanitického metabazaltu) bývá velice jemnozrnný (původně zřejmě sklovitý) a díky tomu jsou minerály efuzivních bazaltů snadno alterovatelné. Silné sekundární přeměny jsou vlastní i vzorku popelových metatufů a jednomu vzorku lapillového metatufu až metabrekcie. Navíc byl odebrán jeden vzorek peperitu se silnými projevy alterace (původně identifikován jako masivní láva). Konkrétní označení vzorků jsou v tab. 5.1.

Množství materiálu každého vzorku se pohybovalo kolem 3 kg. Pro drcení byly vybrány partie bez znaků povrchového zvětrání a karbonatizace v podobě výplně amygdal a drobných žilek. Samotné drcení bylo nejprve provedeno na dvou čelistových drtičích v drtírně Ústavu geologie a paleontologie Přírodovědecké fakulty UK, následně jemné drcení v acetonu pak na kulovém drtiči Ústavu mineralogie a geochemie Přírodovědecké fakulty UK. Vzorky byly po těchto procedurách a vysušení při 80°C v elektrické sušičce analyzovány v Laboratořích geologických ústavů (analytici Šebek a Vonásková - hlavní prvky a část stopových prvků, analýza mokrou cestou; Strnad - REE a část stopových prvků, ICP-MS). Odběrové lokality vzorků pro geochemii jsou vyznačeny na *obr. 5.1*. Výsledky analýz jsou prezentovány v *tab. 5.1*. V následující kapitole jsou také využita data analýz provedených v minulosti různými autory, kteří se zabývali petrologií a geochemií devonských vulkanitů Nízkého Jeseníku a Drahanské vrchoviny.

Vzorek	Li-1	Ch-2	Ch-3	Ri-1	Ri-2	Ch-4	Le-2	MI-1	MI-2	St-1	Ch-1	HI-1	Le-1
hominový typ	porfyrický metadolerit	porfyrický metadolerit	porfyrický metadolerit	porfyrický metadolerit	afanitický metadolerit	afanitický metadolerit	porfyrický metabazalt, amygdaloidní	afanitický metabazalt amygdaloidní	afanitický metabazalt, amygdaloidní	afanitický metabazalt	lapilový metatuf až metabrekcie	metatuf, masivní	peperit
<i>hm. %</i>													
SiO ₂	46,18	47,86	48,16	43,98	44,28	46,56	40,26	48,64	42,36	46,72	31,34	42,52	46,26
TiO ₂	2,17	2,33	1,98	2,08	2,12	2,14	2,02	0,67	2,22	2,75	4,00	2,11	3,32
Al ₂ O ₃	19,03	17,96	19,89	16,41	16,57	16,96	17,42	18,79	17,57	18,28	22,27	15,94	21,25
Fe ₂ O ₃	3,41	2,66	2,38	1,22	2,67	2,31	4,43	2,33	1,73	2,48	3,86	2,69	8,79
FeO	6,74	7,42	6,22	9,57	8,38	7,67	5,42	5,51	9,30	8,39	16,33	8,03	5,64
MnO	0,16	0,13	0,13	0,17	0,16	0,13	0,11	0,17	0,11	0,17	0,07	0,15	0,01
MgO	4,9	5,72	4,79	10,36	8,83	6,75	2,48	6,94	6,03	5,70	5,32	8,28	1,48
CaO	8,56	6,57	5,49	5,24	6,38	6,96	13,01	8,96	6,54	4,76	2,42	7,57	0,14
Na ₂ O	4,02	4,16	5,17	3,50	2,15	4,30	4,14	2,67	2,79	4,45	0,14	1,94	0,04
K ₂ O	0,67	0,06	0,16	0,61	2,11	0,49	0,66	1,47	1,87	1,05	4,66	2,28	6,78
P ₂ O ₅	0,34	0,39	0,33	0,31	0,32	0,32	0,53	0,12	0,37	0,55	0,65	0,33	0,11
CO ₂	0,05	0,28	0,20	0,85	0,54	1,22	6,73	0,48	3,35	0,19	1,10	2,04	0,26
H ₂ O ⁺	3,31	3,97	4,34	5,23	4,83	3,62	2,47	2,67	5,32	4,15	7,16	5,18	4,98
H ₂ O ⁻	0,04	0,16	0,22	0,30	0,52	0,04	0,01	0,16	0,20	0,28	0,42	0,58	0,34
<i>celkem</i>	99,58	99,67	99,46	99,83	99,86	99,47	99,69	99,58	99,76	99,92	99,74	99,64	99,40
<i>ppm</i>													
Cr	55,46	42	40	76,91	99,39	132	10	38,47	38,75	124	75,98	4,16	51
Sc	25,07	24,1	20,7	25,14	27,79	35,1	22,1	30,16	27,60	43,24	27,76	25,15	39,9
Ni	46,74	41	37	31,20	115	55	10	48,63	43,14	84,65	40,59	9,66	45
Co	30,66	28,2	24,7	29,38	46,57	29,0	20,4	40,65	40,92	69,10	39,10	19,16	17,9
V	250,8	248	204	274	254,6	265	206	261,8	259,2	477,3	262,9	59,19	146
Cu	NA	32	29	46,65	46,30	47	26	40,78	36,54	33,61	36,37	25,08	25
Ga	17,2	20,08	18,85	22,57	19,63	22,54	22,79	20,04	19,63	29,76	21,83	30,56	27,69
Zn	99,54	110	86	117,3	119,3	96	118	143,3	101,7	190,4	91,03	176,6	256
Rb	7,14	0,94	1,86	14,48	4,44	11,05	4,96	15,94	12,14	40,30	16,71	2,68	80,75
Cs	0,17	0,12	0,14	0,60	0,19	0,53	0,24	0,69	0,49	1,55	0,50	0,33	4,64
Ba	230	50	424	225,5	605,9	113	381	303,6	299,3	178,6	555,6	43,00	178
Sr	832,4	395,4	420,0	442,1	150,6	697,2	444,1	240,3	106,6	41,03	179,9	182,8	9,8
Ta	1,81	1,88	1,62	2,58	1,58	1,40	1,93	1,65	1,64	3,06	1,70	3,50	2,29
Nb	32,26	41,74	35,92	47,88	27,91	31,6	45	29,27	29,13	54,67	30,69	74,61	52,8
Hf	4,41	4,65	4,26	6,12	4,14	4,85	6,23	3,89	4,41	8,14	4,33	17,26	6,83
Zr	173,3	189	179	288	167,4	198,6	262	152,2	181,8	362,2	184,8	771,7	278,1
Y	23,25	24,04	20,59	29,75	22,38	26,62	31,21	23,49	23,73	31,50	23,57	87,35	24,47
Th	1,98	2,07	1,76	3,00	1,84	1,76	2,34	1,98	1,69	3,40	1,76	6,21	2,39
U	0,63	0,56	0,51	0,94	0,49	0,49	0,66	0,47	0,50	1,44	0,51	2,13	1,64
La	20,60	21,15	17,50	30,13	18,28	17,77	25,54	18,73	18,56	29,36	19,07	67,34	17,12
Ce	48,41	48,84	40,93	65,94	40,98	41,45	60,07	42,95	42,77	71,15	43,97	154,90	40,97
Pr	6,04	6,29	5,33	8,39	5,35	5,41	7,82	5,65	5,54	9,16	5,84	19,84	5,32
Nd	25,64	26,89	22,86	35,11	23,55	23,57	33,71	24,93	24,35	40,58	25,20	83,92	22,42
Sm	5,65	5,87	5,12	7,56	5,49	5,66	7,71	5,85	5,62	8,78	5,82	18,73	5,19
Eu	1,94	2,01	1,73	2,49	1,89	1,92	2,49	2,04	1,96	1,44	1,90	4,24	1,58
Gd	5,77	6,10	5,02	7,60	5,52	5,68	7,66	5,83	5,88	8,33	5,82	19,32	5,14
Tb	0,88	0,91	0,79	1,11	0,83	0,93	1,17	0,88	0,89	1,19	0,89	2,97	0,83
Dy	4,84	4,97	4,20	6,07	4,66	5,28	6,57	4,95	4,97	6,42	4,97	16,97	4,70
Ho	0,90	0,95	0,81	1,16	0,87	1,03	1,24	0,93	0,95	1,30	0,92	3,34	0,90
Er	2,49	2,65	2,20	3,17	2,41	2,94	3,47	2,50	2,65	3,84	2,57	9,61	2,60
Tm	0,32	0,33	0,29	0,40	0,32	0,39	0,47	0,32	0,34	0,54	0,33	1,29	0,35
Yb	2,03	2,11	1,78	2,67	1,97	2,57	2,95	1,99	2,22	3,37	2,06	8,54	2,28
Lu	0,30	0,29	0,26	0,39	0,29	0,36	0,44	0,28	0,30	0,49	0,29	1,25	0,33

Tab. 5.1. Geochemické analýzy hlavních oxidů a stopových prvků devonských vulkanitů z území v okolí (lokalizace viz obr. 5.1 a příloha IV).

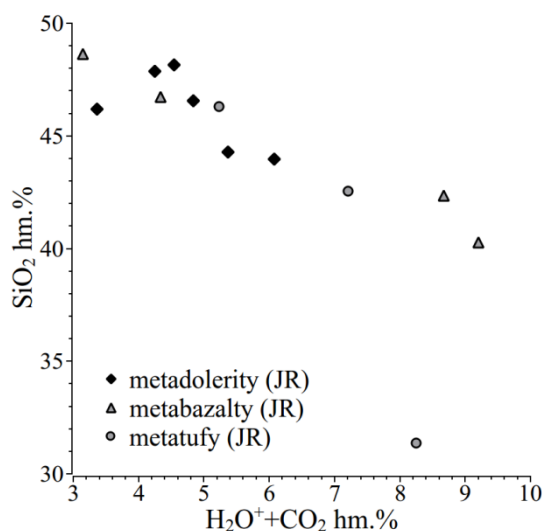
Chemické složení vulkanitů se tradičně využívá jako zdroj informací o vzniku primárních tavenin (složení zdroje, hloubky a stupně tavení tohoto zdroje), procesech modifikujících jejich složení při výstupu či dočasném setrvání pod zemským povrchem (frakční krystalizace, mísení a kontaminace korovým materiálem), i o vlivech, které změnil původní složení magmatu po jeho erupci na zemský povrch (interakce s vod-

ním prostředím, chemické zvětrávání, hydrotermální alterace a metamorfóza). Při vědeckém zkoumání vulkanitu, který prodělal komplikovanou historii změny svého původního složení, je vhodné nejprve zhodnotit procesy modifikující primární složení a následně se věnovat charakterizaci těch znaků, které zůstaly zachovány.

5.2 Charakter změn chemického složení hornin SHP

Pokud chceme správně vyhodnotit chemické složení nyní metamorfovaných a alterovaných vulkanických hornin pro účely určení jejich magmatické afinity, tektonické pozice vzniku a původu magmatu a jestliže nás zajímá, jak mohly být změněny koncentrace významných stopových prvků, je nutné nejprve zhodnotit charakter sekundárních procesů, které probíhaly od závěrečné fáze magmatického procesu po vmístění magmat až do dne odebrání vzorku pro analýzu. Z petrografického pozorování a mikrosondových analýz sekundárních fází je zřejmé, že sekundární změny složení mají za následek vznik minerálů s vyšším obsahem vody, karbonátu a se složkami, které musely být do systému dodány (K_2O a Na_2O). I samotné silikátové analýzy a analýzy volatilií prozrazují takové koncentrace některých složek, které nemohly vzniknout během magmatického stádia vývoje studovaných hornin. Tyto indicie naznačují vliv přeměn hydrotermální, případně i metamorfní povahy. Přeměny měly za následek rozpad primárních minerálních fází, odnos části jejich původních složek, přínos nových složek a vytvoření sekundárních minerálů.

Na *obr. 5.2* je vyobrazena negativní korelace mezi SiO_2 a součtem karbonátového CO_2 s H_2O^+ (vázanou vodou). Pokud budeme k součtu CO_2 s H_2O^+ přistupovat jako k indikátoru alterace vulkanické horniny, vidíme, že koreluje se ztrátou SiO_2 . Při alteraci totiž vznikají nové hydratované minerály jako je chlorit a muskovit, rozpadá se původní plagioklas, který uvolňuje Ca následně vstupující do kalcitu, zatímco i relativně méně mobilní složky, jako je SiO_2 se mohou uvolňovat. Je vhodné nějakým způsobem charakterizovat chemické změny, které vulkanické horniny prodělaly, aby bylo následně možné vybrat vhodné prvky, jejichž koncentrace či poměry se příliš nezměnily, pro účely geochemického studia metabazitů.



Obr. 5.2. Negativní korelace mezi SiO_2 a součtem vázané vody s CO_2 jako projev hydratace a karbonatizace u metabazitů.

5.2.1 Posouzení obsahů hlavních oxidů

Obsah SiO_2 v metabazitech se pohybuje v rozmezí 31,3-48,6 hm.%. Nízké hodnoty jsou charakteristické pro některé alterované metatufy a metabazalty, zatímco vyšší hodnoty připadají na metadolerity. Obsah TiO_2 se pohybuje celkem stabilně kolem hodnoty 2,3 hm. % s minimem u metabazaltu (Ml-1) a maximem u některých metatufů. Al_2O_3 vykazuje relativně malou variabilitu a jeho průměrná hodnota je kolem 18 hm. %. Střední hodnota celkového obsahu FeO_{tot} je 10 hm. %, zatímco jeho maximální hodnota 19,8 hm. % náleží lapilovému metatufu (Ch-1). Střední poměr $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ se pohybuje mezi 0,3-0,5, ale u některých hornin je i vyšší a u jedné horniny (peperit Le-1) dosahuje 1,55. Je charakteristické, že vzorky s vysokým poměrem $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ mívají vysoké obsahy K_2O . Součet K_2O a Na_2O je relativně stálý (pohybuje se mezi 4 a 5 hm. %), typická je pak negativní korelace mezi K_2O a Na_2O ukazující na vzájemné zastupování obou oxidů (sericitizace). CaO má v našich analýzách střední hodnotu 6,5 hm. %, ale může dosahovat až 13 hm. % u porfyrického amygdaloidního metabazaltu nebo naopak pouhých 0,14 hm. % u peperitu (Le-1). MgO je celkem variabilní složka, a protože není příliš závislá na CO_2 a H_2O^+ , tak pravděpodobně odráží stupeň diferenciacce magmatu. CO_2 má potenciál dosahovat vysokých hodnot u metatufů a metabazaltů s vysokým obsahem CaO . Hodnota ztráty žiháním (LOI) dosahuje relativně vysokých hodnot 3 až 7 hm. %. Pro posouzení rozsahu alterace je nutné použít sofistikovanější metody, jejichž princip a použití je předloženo v následujících podkapitolách.

5.2.2 Spilitizace

Předchozí práce, které se věnovaly metavulkanickým horninám SHP (Barth, 1960; Přichystal, 1985) přiřazovaly některé z místních vulkanických a žilných hornin ke spilitům a jejich tufy k spilitickým tufům. Tomuto pojmenování se snažíme vyhnout, nicméně je nutno přiznat, že magmatické textury a chemické složení většiny zdejších magmatických hornin ukazují na proces, který se tradičně označuje jako spilitizace. Spility jsou bazaltické horniny, kterým jsou vlastní tyto projevy (Amstutz, 1974):

- 1) Jako hlavní minerální složka je přítomen kyselý plagioklas (albit).
- 2) Vedlejšími složkami spilitů jsou chlorit nebo hematit.
- 3) Mohou obsahovat minerály zeolitové facie až facie zelených břidlic, jako jsou zeolity, prehnit, pumpellyit a epidot.
- 4) Mají texturní charakteristiky a prvky primárního magmatického původu (amygdaly, tokové linie).

Z mineralogického složení spilitů plyne nabohacení o Na_2O a ochuzení o CaO , obohacení o H_2O , ochuzení o SiO_2 při zachování konstantní sumy $\text{SiO}_2 + \text{CaO}$ (de la Roche et al., 1974). Běžně mají také nízký obsah K_2O a MgO . Wallace (1960) nicméně upozorňuje, že primární složení spilitů bývá postiženo pozdějšími přeměnami a spility by měly být identifikovány především na základě petrografie. Felzické horniny asociované se spility jsou tradičně označovány jako křemenné keratofyry, zatímco horniny intermediálního složení mezi spilitem a křemenným keratofyrem jsou keratofyry (Schermerhorn, 1973).

Nověji se užívání termínu spilit jako pojmenování horniny nedoporučuje (Le Maitre et al., 2002), přesto v literatuře přetrvává pojem spilitizace jako označení procesu přeměny primárních plagioklasů vulkanitů na albit a chloritizace tmavých složek za účasti fluidní fáze s minimálním postižením primárních vulkanických textur. Povaha chemických přeměn devonských vulkanitů v jižní části SHP je však komplikovanější. Spilitizované hornin mohou být totiž navíc postiženy vysokou mírou draselné metasomatózy (sericitizací) a karbonatizací (spojenou s rozpadem plagioklasu i vulkanického skla) nebo diagenetickým vyplňováním porozity vulkanoklastických hornin kalcitem.

5.2.3 Vliv alterace na obsahy hlavních oxidů

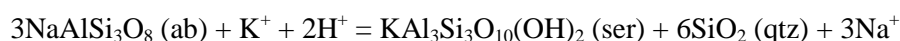
V prospekční praxi na ložiscích vulkanogenních ložisek masivních sulfidů (volcanic hosted massive sulphides; VHMS) se osvědčily metody stanovení míry alterace na bázi různých indexů alterace. V kapitole o petrografii hornin jsme se přesvědčili, že hlavními produkty alterace jsou albit, chlorit, sericit a karbonáty (především kalcit).

5.2.3.1 Alterační index AI, CCP index a alterační krabicové diagramy

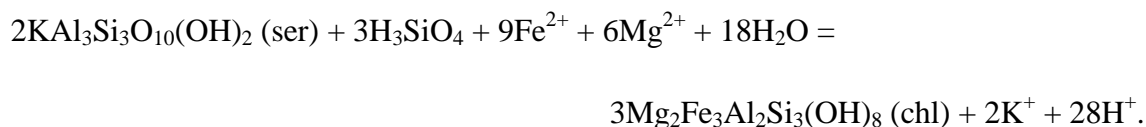
Jako jeden z vhodných alteračních indexů se jeví Ishikawův alterační index (AI), definovaný jako

$$AI = 100 \times \frac{(K_2O + MgO)}{(K_2O + MgO + Na_2O + CaO)},$$

který zavedl Ishikawa et al. (1976) pro kvantifikaci proximální sericitové a chloritové alterace vulkanických hornin japonského ložiska VHMS v Kuroku. Tento index popisují alterační reakce



a

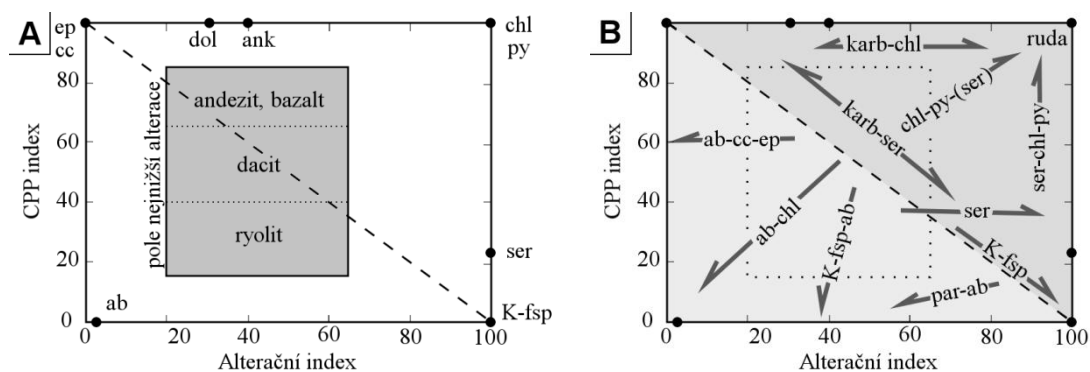


První reakce zahrnuje rozklad albitu a vznik sericitu s výměnou sodíku (a vápníku) za draslík, zatímco druhá reakce popisuje vznik chloritu ze sericitu s přínosem železa a hořčíku a odnosem draslíku (jak se děje v samotné blízkosti sulfidické alterační zóny VHMS). Ztráta Al_2O_3 se neuvažuje. Samotný index představuje poměr mezi složkami, které hornina při alteraci získala ($K_2O + MgO$) proti složkám, jež ztratila a získala ($K_2O + MgO + Na_2O + CaO$). Pro mafické i felzické nealterované horniny se index pohybuje mezi 20 a 60, alterované horniny potom mohou dosahovat hodnot od 50 do 100 při úplné sericitizaci a chloritizaci. Podle Large et al. (2001) má tento index dvě nevýhody. Zaprvé není schopen identifikovat karbonatizaci hornin a za druhé nedokáže odlišit projevy chloritizace a sericitizace. Pro VHMS je tedy vhodné zavést další index. Jedná se o chlorit-karbonát-pyritový index (chlorite-carbonate-pyrite index, CCPI; jedná se o karbonáty Fe a Mg), definovaný jako

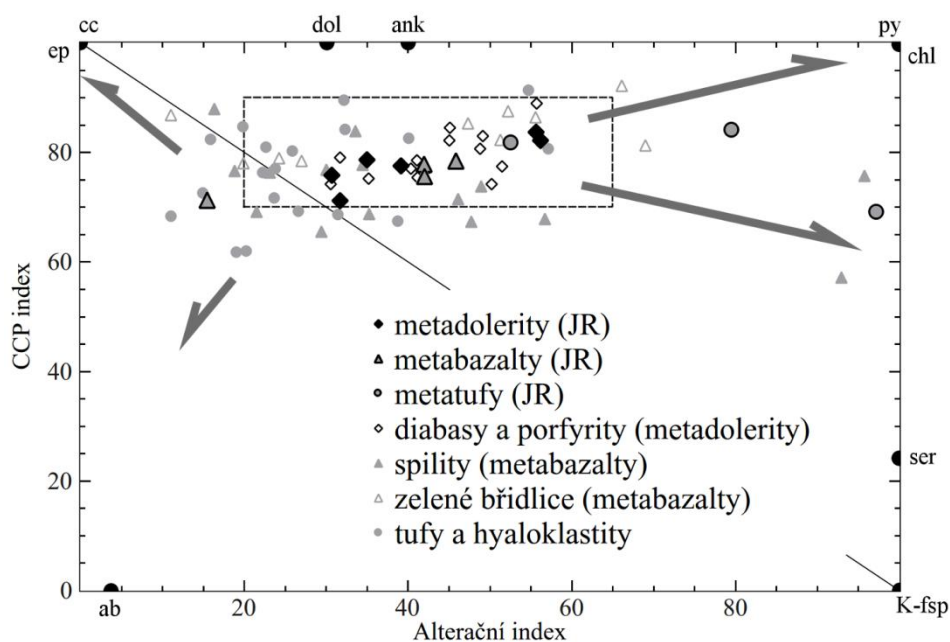
$$CCPI = 100 \times \frac{(MgO + FeO_{tot})}{(MgO + FeO_{tot} + Na_2O + K_2O)}.$$

Tento index měří míru přínosu MgO a FeO pro vznik nového chloritu nahrazujícího albit, draselný živec nebo sericit proti odnosu K₂O a Na₂O a také zachycuje vznik karbonátů s Mg a Fe (dolomit, ankerit a siderit) či obohacení o pyrit, magnetit a hematit. CCPI je silně ovlivněno stupněm diferenciacce původních vulkanitů (v AFM diagramu se během diferenciacce chemické složení vulkanitů posouvá k vrcholu alkálií) a jeho hodnota pro nealterované bazalty se výrazně liší od hodnot pro ryolity (15-45 respektive 70-90).

Určení těchto indexů je užitečné, neboť je využijeme při použití diagramu AI proti CCPI (alterační krabicový diagram), kde můžeme znázornit efekty alterace na skupinu zkoumaných hornin a identifikovat alterační trendy. Užití této metody předkládá Large et al. (2001) jako názornou pomůcku pro určení intenzity alterace a odlišení chemických změn způsobených různým složením fluida, jež při alteraci proniká původní horninou. Na *obr. 5.3.A* vidíme konstrukci takového diagramu s vyznačeným polem nealterovaných hornin a nově tvořených minerálů po okrajích diagramu. Na *obr. 5.3.B* je stejný diagram rozdělený po diagonále na dvě pole. Pravé horní pole představuje chemické změny vlivem alterace, levé spodní pole pokrývá oblast s chemickými změnami způsobenými diagenézí. Na stejném obrázku jsou vyneseny šipky znázorňující efekt různých druhů alterace na změnu složení nealterované horniny.



Obr. 5.3. Box-plotová metoda pro určení charakteru alterace vulkanických hornin podle Large et al. (2001): A) diagram s vyznačeným polem pozice nealterovaných hornin; B) diagram s vyznačenými směry posunu chemismu pro různé charaktery alterace.



Obr. 5.4. Diagram box-plotové metody (Large et al. 2001) s vynesnými geochemickými analýzami (vlastní analýzy jsou označeny JR, ostatní jsou analýzy z Přichystala, 1985).

V tab. 5.2 jsou uvedeny vypočtené hodnoty indexu alterace AI a CCPI. Na diagramu AI proti CPPI (obr. 5.4) jsou vyneseny vypočtené hodnoty obou indexů. Navíc jsou doplněna o chemické analýzy z práce Přichystala (1985) ze stejného území. Lze vidět, že obě datové sady pokrývají přibližně stejné rozpětí hodnot alteračního indexu, Přichystalova sada pokrývá o něco větší rozsah CPPI. Alterace obecně sledují trendy chloritizace a sericitizace způsobené hydrotermálními fluidy, které byly zřejmě spojeny se vznikem železných rud typu Lahn-Dill. Výrazná sericitizace a chloritizace postihuje vzorek Ch-1, což je lapillový až blokový metatuf od Chabičova, a zejména pak vzorek Le-1, kdy se jedná peperit s palagonitickými texturami vulkanických klastů severně od osady Levín u Chabičova. V diagramu se výrazně projevují i diagenetické procesy srážení karbonátů, které vyplňují amygdaly metabazaltů a prostory mezi lapilli metatufů, a dále procesy albitizace plagioklasu. Tímto procesem byl postižen metabazalt od Levína (Le-2), kdy i petrografické zkoumání prozradilo větší množství kalcitových amygdal a rozpad plagioklasu. Většina analýz se ale přesto nachází v poli slabě alterovaných hornin. To platí především pro metadolerity, čímž se potvrzuje názor, že se jedná o nejméně alterovanou skupinu hornin. Málo alterované se zdají i metabazalty ze zářezu železniční trati od Mladějovic (vzorky Ml-1 a Ml-2, vzorek Ml-2 má vyšší AI, zřejmě proto, že se jedná o polštářovou lávu) a metabazalt St-1 z lůmku u štoly Prokop, který vykazuje známky hydrotermálních přeměn (zrnka rudního minerálu a stilpnomelanitizace chlo-

ritu). Trochu překvapivě se ve stejném poli nacházejí i jemnozrnný (popelový) metatuf Hl-1 z lůmku u Hlásnice.

Použití alteračního krabicového diagramu tedy prozradilo dva odlišné procesy změny chemického složení hlavních silikátů ve zkoumaných horninách. Je to chloritizace a sericitizace na jedné straně a karbonatizace (a albitizace) na straně druhé. Použití metody pomohlo při identifikaci nejméně (metadolerity, zejména Li-1) a nejvíce alterovaných metabazických hornin (Le-1, Le-2 a Ch-1).

5.2.3.2 Program výpočtu alteračních indexů a normativních minerálů *NORMAT*

Jiný přístup k určení alterace vulkanické horniny nabízí program *NORMAT*. Postup pro výpočet normativních minerálů a alteračních indexů je jeho autory podrobně popsán v práci Piché a Jébrak (2004). *NORMAT* byl navržen jako vhodná pomůcka pro stanovení intenzity a povahy alterace při exploraci ložisek VHMS v práci Piché (2001). Tento postup je vhodný pro aplikaci na hydrotermální alterace ve vulkanických horninách facie zelených břidlic a to na rozsah od mafických po felzické typy metavulkanitů. Za hlavní cíl si tato metoda stanovuje určení alterace nezávisle na původním chemizmu vulkanitů.

Princip metody

Popis kompletního postupu výpočtu v programu *NORMAT* je příliš komplikovaný, než aby zde byl prezentován, proto bude naznačen pouze její princip vycházející z práce Piché a Jébrak (2004). Program *NORMAT* aplikuje přístup velmi podobný výpočtu normativních minerálů CIPW normou, kterou modifikuje pro situaci alterovaných vulkanických hornin ve facii zelených břidlic. Výstupem je zaprvé modální složení dané horniny v minerálech facie zelených břidlic a zadruhé získá specifických alteračních indexů (celková míra ochuzení o alkalické kovy IFRAIS, index paragonitizace IPARA, index sericitizace ISER, index chloritizace ICHLO a index pyrofylitizace IPYRO) Alterační indexy zde představují poměry vybraných normativních a provizorních minerálů (které jsou mezistupněm před výpočtem normativních minerálů). *NORMAT* při výpočtu postupně vytváří provizorní magmatické minerály, přičemž dodržuje Bowenovo krystalizační schéma, ty ale následně konzumuje a rozděluje mezi alterační a metamorf-ní fáze.

NORMAT se od CIPW normy liší nejen použitím jiných minerálních fází, ale má i jistá specifika, která plynou z mobility alkálií. Klíčovým aspektem při výpočtu je stano-

vení množství Al_2O_3 , který je k dispozici při tvorbě alteračního chloritu, sericitu a paragonitu. Toto množství je řízeno poměrem CaO mezi tzv. virtuálním anortitem a virtuálním pyroxenem. Ty jsou nezávisle utvořeny z původního celkového CaO a z SiO_2 zbylého z tvorby titanitu, olivínu, ortoklasu a albitu. Poměr CaO a SiO_2 po vytvoření titanitu, olivínu, ortoklasu a albitu tedy řídí rozdělení Al_2O_3 mezi provizorní anortit a alterační fylosilikáty (poměry provizorního anortitu a fylosilikátů jsou použity pro výpočet alteračních indexů, ale nevyskytují se v konečném modálním složení). Výše popsáný přístup se ukázal jako nedostatečný při použití IFRAIS samostatně jako alteračního indexu u hornin s přítomností sekundárního kalcitu, protože vstupní hodnota CaO je příliš vysoká a na alterační minerály již nezbyvá dostatek Al_2O_3 . Autoři proto navíc zavedli index karbonatizace IPAF, který určuje míru karbonatizace na základě srovnání změřené hodnoty ztráty žíháním s vypočítanými hodnotami ztráty žíháním pro horninu s minimálním obsahem CO_2 (LOIMIN zde představuje hydratované minerály a kalcit vytvořený z přebytku CaO) a pro horninu, která prodělala kompletní nahrazení fází s CaO , FeO , MgO a MnO příslušnými karbonáty. Vzorce pro výpočet všech indexů jsou následující:

$$IFRAIS = 100 \times \frac{(Ab_p + Or_p + An_p + Cpx_p)}{(Chl_h + Ser_h + Par_h + Pyr_h) + (Ab_p + Or_p + An_p + Cpx_p)},$$

kde dolním indexem h jsou značeny alterační minerály chlorit, sericit, paragonit a pyrofylit a dolním indexem p provizorní magmatické minerály albit, ortoklas, anortit a klinopyroxen zbylé po odečtení příslušného množství alteračních minerálů.

$$ICHLO = 100 \times \frac{Chl_h}{(Chl_h + Ser_h + Par_h + Pyr_h) + (Ab_p + Or_p + An_p + Cpx_p)},$$

značení je stejné jako ve vzorci IFRAIS, záměnou čitatele zlomku za jiný alterační minerál (sericit, paragonit či pyrofylit) lze získat patřičný index (sericitizace ISER, paragonitizace IPAR, pyrofylitizace IPYR).

$$IPAF = \frac{100 \times (LOI - LOIMIN)}{(LOIMAX - LOIMIN)},$$

kde LOI je změřená ztráta žíháním ze silikátové analýzy, LOIMIN je vypočtená hodnota ztráty žíháním horniny bez obsahu CO_2 a LOIMAX je vypočtená maximální hodnota ztráty žíháním horniny s maximálním možným obsahem CO_2 v normativních minerálech.

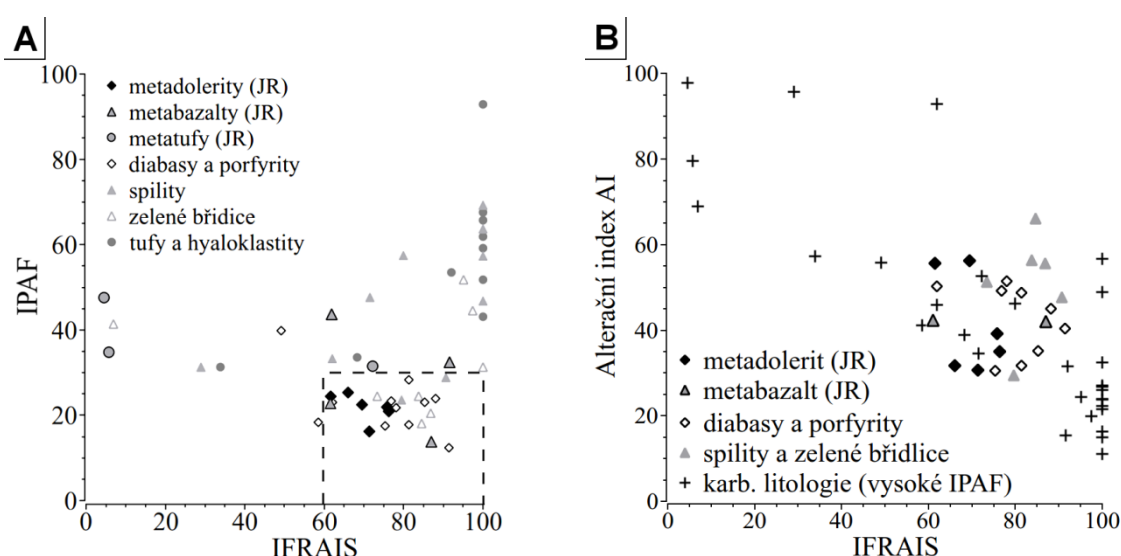
Aplikace na geochemická data

Výpočet normativních minerálů a indexů byl proveden podle postupu popsáno v Piché a Jébrak (2004) na skupině chemických analýz publikovaných Přichystalem (1985) i na vlastních chemických analýzách prezentovaných v *tab. 5.1*. Nebyly použity ty silikátové analýzy, u kterých chybělo stanovení CO₂ či LOI. Alterační indexy IFRAIS, IPARA, ISER a ICHLO a index karbonatizace IPAF vlastních analýz jsou uvedeny v *tab. 5.2*. Modální složení z normativních minerálů vlastních analýz je prezentováno v *příloze V*.

Analýza	Výbrus	Litologie	Projevy alterace	AI	CCPI	IFRAIS	IPAR	ISER	ICHLO	IPAF
Li-1	JR-41	porfyrický metadolerit	chloritizace pyroxenů, sericitizace živců, počínající rozpad ilmenitu	30,7	75,8	71,3	43,1	0,0	0,0	16,2
Ch-2	JR-06	porfyrický metadolerit	aktinolitizace pyroxenů, sericitizace živců, rozpad ilmenitu	35,0	78,6	76,3	38,8	0,0	0,0	20,9
Ch-3	JR-07	porfyrický metadolerit	chloritizace tmavých minerálů, sericitizace živců, chlorit na puklinách živců a na kontaktech zrn	31,7	71,2	66,1	56,5	0,0	0,0	25,3
Ri-1	JR-45	porfyrický metadolerit	chloritizace a aktinolitizace pyroxenů, sericitizace živců	55,7	83,7	61,5	56,5	0,0	0,0	24,4
Ri-2	JR-46	afanitický metadolerit	chloritizace pyroxenů, aktinolit, sericitizace živců, počínající karbonatizace živců	56,2	82,2	69,5	44,5	0,0	0,0	22,5
Ch-4	JR-08	afanitický metadolerit	rozsáhlá chloritizace a aktinolitizace pyroxenů, sericit, rozpad ilmenitu	39,1	77,5	75,9	42,2	0,0	0,0	21,9
Le-2	JR-16	porfyrický metabazalt	sericitizace a karbonatizace živců, rozpad ilmenitu, kalcitové amygdaly s chloritem	15,5	71,2	91,6	14,7	0,0	0,0	32,4
MI-1	JR-43	afanitický metabazalt	rekrytalizace skla, chlorit a aktinolit, kalcitové amygdaly	42,0	77,8	87,0	20,4	0,0	0,0	13,8
MI-2	JR-44	afanitický metabazalt	kalcitové amygdaly, rekrytalizace skla, sericit	45,9	78,4	61,9	54,1	0,0	0,0	43,7
St-1	JR-42	afanitický metabazalt	rekrytalizace skla, chloritizace a vznik stilpnomelanu, sericitizace, jemnozrnný rudní minerál	42,3	74,8	61,4	65,0	0,0	0,0	21,7
Le-1	JR-09	peperit	palagonitizace a sericitizace skla a albitu, rozpad tmavých minerálů, jemnozrnný rudní minerál	97,9	68,8	4,6	0,9	99,1	0,0	47,5
HI-1	JR-47	popelový metatuf	rekrytalizace skla, hojný rudní minerál, sericitizace	52,6	81,6	72,3	40,3	0,0	0,0	31,5
Ch-1	JR-48	lapillový metatuf	rozsáhlá chloritizace a sericitizace skla, hojné kalcitové amygdaly	79,6	84,0	5,8	2,1	46,8	45,3	34,7

Tab. 5.2. Tabulka vypočtených alteračních indexů (AI, CCPI, IFRAIS, ISER, ICHLO a IPAF).

Na obr. 5.5.A je diagram IFRAIS proti IPAF. Nejméně alterované horniny by měly mít nízké IPAF a vysoké IFRAIS. Ve vyznačené oblasti se nacházejí analýzy, které se vyznačují relativně nízkou hodnotou IPAF (nižší než 30) reprezentující nízký stupeň karbonatizace a zároveň vysokou hodnotou IFRAIS (vyšší než 60) představující nízký podíl hydrotermálních sekundárních minerálů (paragonitu, sericitu a chloritu). V této oblasti se nachází převážná část doleritů a některé metabazalty. Pro srovnání hodnot AI a IFRAIS je použit diagram na obr. 5.5.B. Graf ukazuje hrubou negativní závislost obou indexů (nejméně alterované horniny mají nízké AI a vysoké IFRAIS). Jsou v něm vynešeny analýzy z oblasti méně alterovaných hornin z obr. 5.5.A a zbylé alterované horniny jsou vyznačeny křížkem.



Obr. 5.5. Diagramy závislosti alteračních indexů: A) IFRAIS proti IPAF, pole oddělené čárkovaně odpovídá podmínce $IFRAIS > 60$ a $IPAF < 30$; B) IFRAIS proti AI; vlastní analýzy jsou označeny (JR), ostatní pochází z práce Přichystal (1985).

5.2.3.3 Srovnání metody alteračního krabicového diagramu a techniky NORMAT

Pro posouzení vlivu sekundárních přeměn na obsahy hlavních složek silikátové chemické analýzy se osvědčilo použití obou výše zmíněných metod (metoda alteračního krabicového diagramu i metoda programu NORMAT). Metoda alteračního krabicového diagramu má problémy při porovnávání intenzity alterace mezi jednotlivými vzorky o odlišném primárním složení. Řešit tento problém se snaží metoda programu NORMAT, která byla s úspěchem aplikována při identifikaci povahy a rozsahu alterace na variabilních litologiích archaického pásu zelených kamenů Atibiti v Severní Americe (Piché, 2001). Tato metoda pomohla při identifikaci nejméně alterovaných metabazitů studované oblasti a potvrdila, že nejméně alterované jsou žilné doleritové horniny a některé

metabazalty. Klastická povaha a sklovitý charakter materiálu tvořící podmořské tufy předurčuje jejich tendenci ke změnám při hydrotermálních procesech a proto také meta-tufy bez karbonátu mívají nízký index IFRAIS.

Indikátor IPAF je zase velmi dobrým indexem pro určení míry karbonatizace fází obsahujících CaO, MgO a FeO. IPAF je pro náš účel užitečnější než CCPI, neboť by neměl být závislý na primární litologii. Pro použití indexu IFRAIS je třeba jej kombinovat s indexem IPAF, aby byly vyloučeny horniny, které mají vysoké hodnoty IFRAIS díky vlivu karbonatizace, která zvyšuje hodnotu IFRAIS. Kombinace použití indexu IFRAIS a IPAF se jeví jako užitečný nástroj např. k nalezení takových hornin, jejichž poměr Fe a Mg byl změněn jen minimálně, což je možno využít při vynesení analýz do AFM diagramu pro určení afinity vývoje složení magmatické série.

5.3 Geochemie

Nízké hodnoty poměrů $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}_{\text{tot}})$, která dosahují maximálně 0,55 pro metabazalt a 0,46 pro dolerit (v některých extrémech je tato hodnota ještě snížena v důsledku hydrotermální alterace), a nízké obsahy Cr a Ni (132 ppm a 115 ppm) naznačují, že jsme při odběru vzorků magmatické série SHP nenarazili na magmatickou horninu primitivního složení. Veškeré metabazity jsou středně až velmi vyvinuté horniny bazaltického složení. Tomu odpovídá i petrografické studium. Jako nejprimitivnější horniny se jeví afanitické typy metabazaltů a afanitické metadolerity (bez fenokrystů plagioklasu, ale s přítomnými vyrostlicemi klinopyroxenu) většina metadoleritů a některé metabazalty obsahují hojné fenokrysty plagioklasu, někdy s projevy magmatické koroze. Porfyrické metabazalty pak někdy mají díky fenokrystům plagioklasu až trachybazaltový vzhled a jsou magmaticky nejvyvinutějšími horninami.

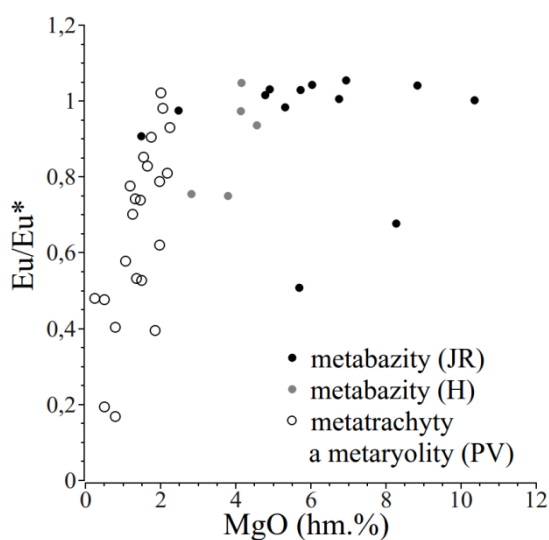
Na variačních (Harkerových diagramech) na *obr. 5.7* a *obr. 5.8* jsou prezentovány vztahy některých hlavních složek a nemobilních stopových prvků proti obsahu MgO a Zr. Body trendů vývoje magmatu jsou rozptýlené (vliv spilitizace, alterace a použití analýz porfyrických členů), ale dávají představu o povaze magmatické diferenciace.

V diagramech jsou vyneseny i analýzy metabazitů z Drahanské vrchoviny (Hanžl, 1999) a metatrachytů a metaryolitů od Horního Města (Patočka a Valenta, 1996) které sice nejsou kogenetické (nevznikly v rámci jedné vulkanické události, což nelze říci ani o horninách studované oblasti), ale náleží stejné magmatické sérii a měly zřejmě podobné složení primárních magmat. Z vyobrazených metabazitů jsou nejprimitivnějšími horninami metabazity studované oblasti, protože mají nejvyšší obsah MgO a nejnižší obsah Zr.

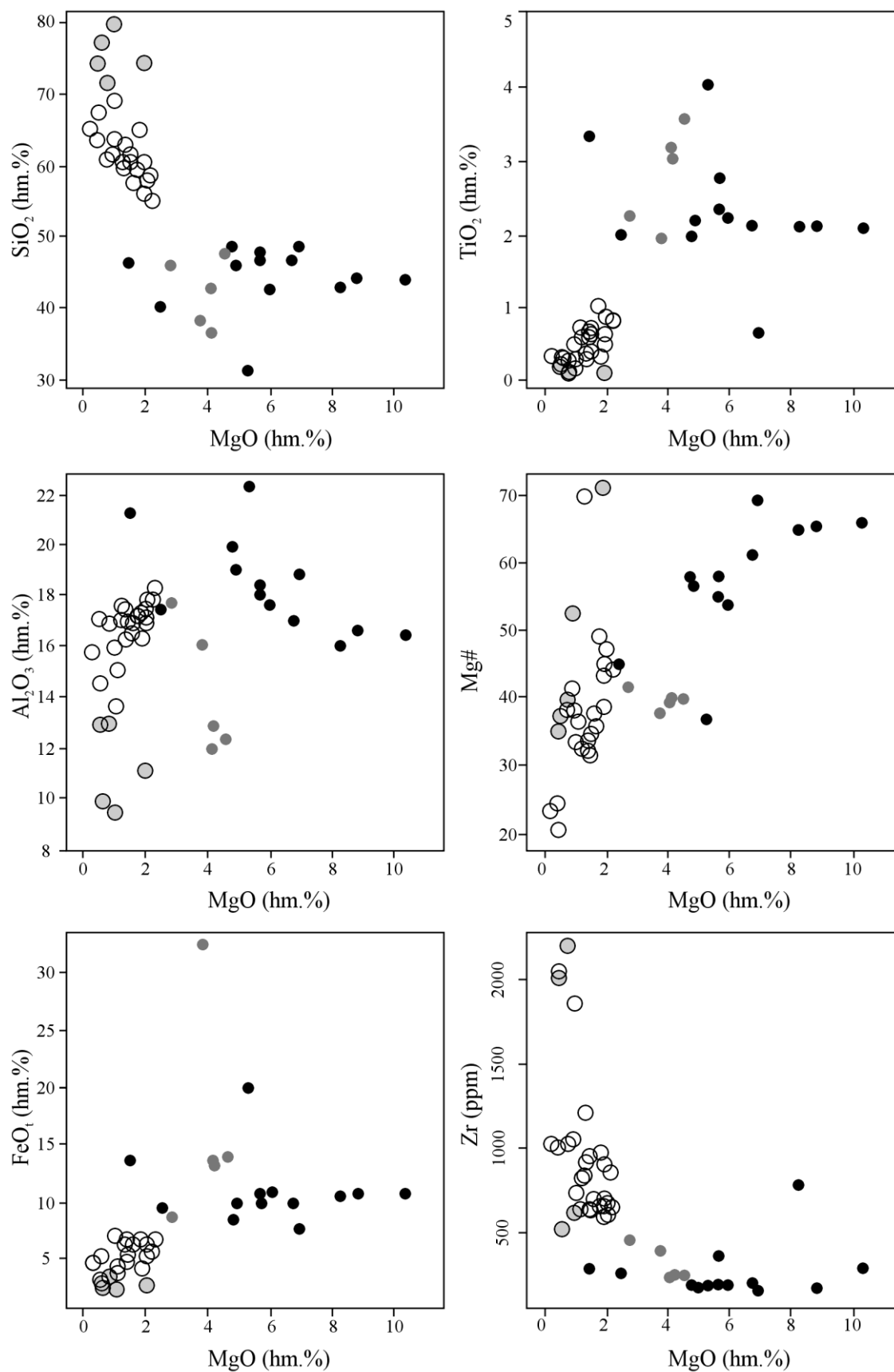
Diferenciace bazaltových magmat je na počátku řízena frakční krystalizací olivínu (případně i pyroxenu), v pozdější fázi se již začíná slabě projevovat frakční krystalizace ilmenitu (případně Ti-magnetitu), která se projevuje rychlým poklesem TiO_2 od magmat s obsahem MgO kolem 5 hm. % a méně a dočasným snížením sklonu trendu v diagramu Zr-Nb (Nb vstupuje do ilmenitu). Složení většiny metabazitů studované oblasti není ovlivněno frakční krystalizací plagioklasu, která nastupuje v pozdější fázi diferenciace (při obsahu kolem 3 hm. % MgO, *obr. 5.6*). Variační diagramy nemobilních prvků se vyznačují mnohem menší variabilitou a lépe definovanými trendy. Zirkonium se může stát kompatibilním prvkem v případě krystalizace zirkonu, jak se děje u velmi vyvinu-

tých alkalických ryolitů s obsahy Zr mezi 500-600 ppm (metaryolity od Horního Města; Patočka a Valenta, 1993).

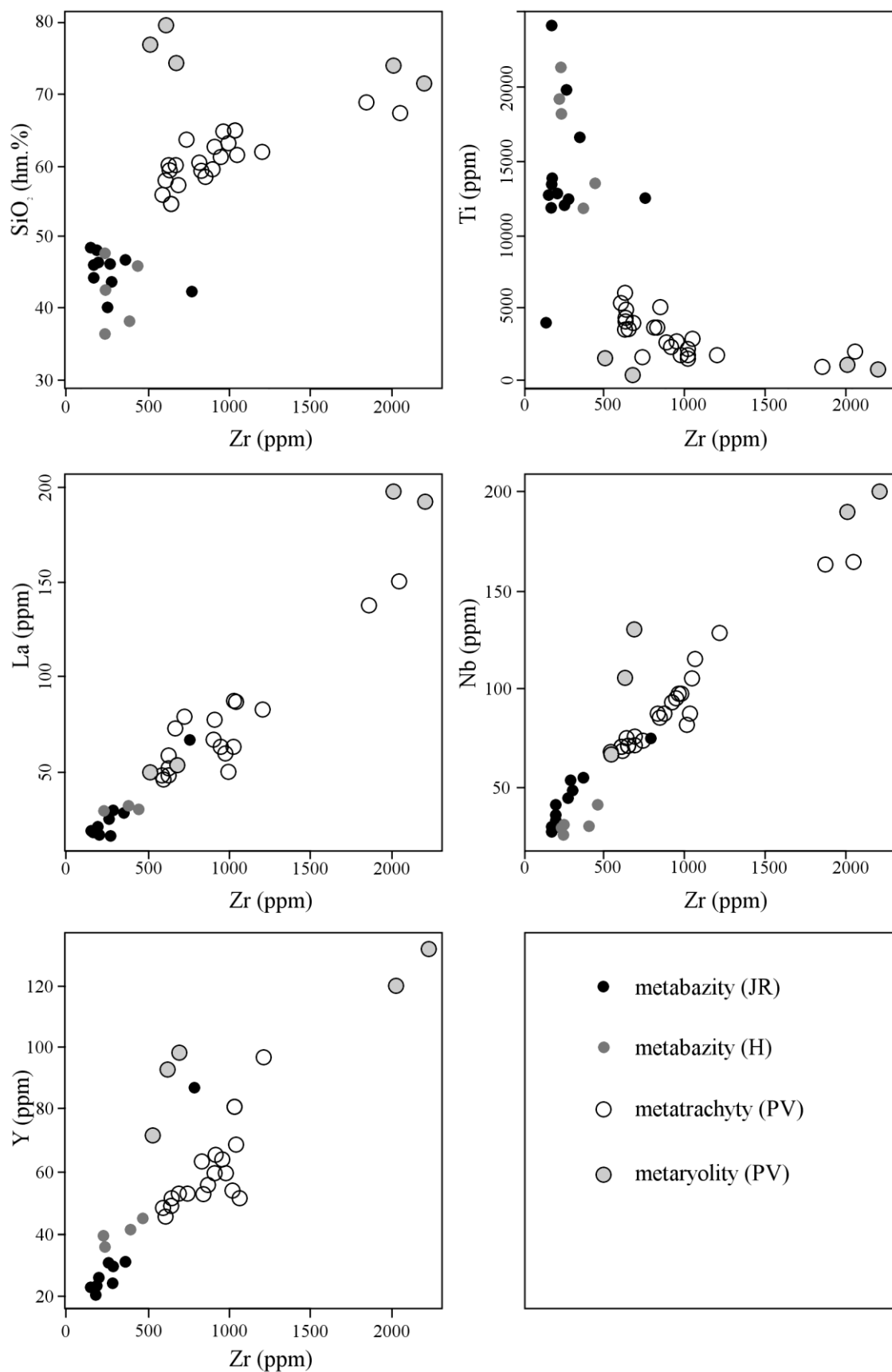
Obecně lze říci, že vyvinuté metabazické horniny SHP z okolí Šternberka jsou svým chemickým složením a charakterem magmatické diferenciace blízké jak metabazitům Dražanské vrchoviny, a náležení stejným primárním magmatům jako některé metabazity a metatrachyty a případně i metaryolity jižní části vrbské skupiny v Nížkém Jeseníku.



Obr. 5.6. Europiová anomálie se u metabazitů studované oblasti projevuje minimálně, nedochází k výraznější frakcionaci plagioklasu. Analýzy použity vlastní (JR), (H) – analýzy z Hanžla (1999) a (PV) – analýzy z Patočky a Valenty (1996).

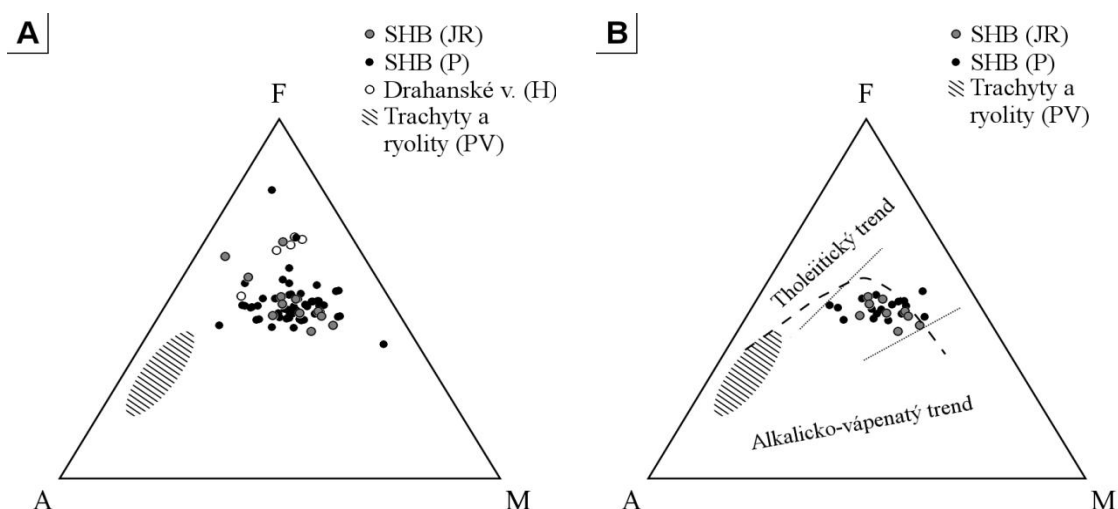


Obr. 5.7. Variační diagramy metavulkanitů SHP a Dražanské vrchoviny. Jako diferenciální index byl použit MgO (hm.%). Značky stejně jako v obr. 5.8.



Obr. 5.8. Variační diagramy metavulkanitů SHP a Dražanské vrchoviny. Jako diferenciační index bylo použito Zr (ppm). Analýzy použity vlastní (JR), (H) – analýzy z Hanžla (1999) a (PV) - analýzy z Patocky a Valenty (1996).

Z analýz hlavních oxidů nelze kvůli metasomatóze a alteraci posoudit příslušnost ke konkrétní magmatické sérii. Nejčerstvější horniny by podle Middlemosta (1975) patřily přechodným bazaltům s alkalickou a subalkalickou afinitou (nízké obsahy K_2O , vyšší obsahy Na_2O). Trend v AFM diagramu (*obr. 5.9.A* a *obr. 5.9.B*) by pro případ subalkalických bazaltů (za předpokladu, že obsah Na_2O byl zvýšen sekundárně) neodpovídal dobře tholeiitické ani vápenato-alkalické magmatické sérii ani po vyřazení silně alterovaných hornin s pomocí techniky z podkapitoly 5.2.3.2.

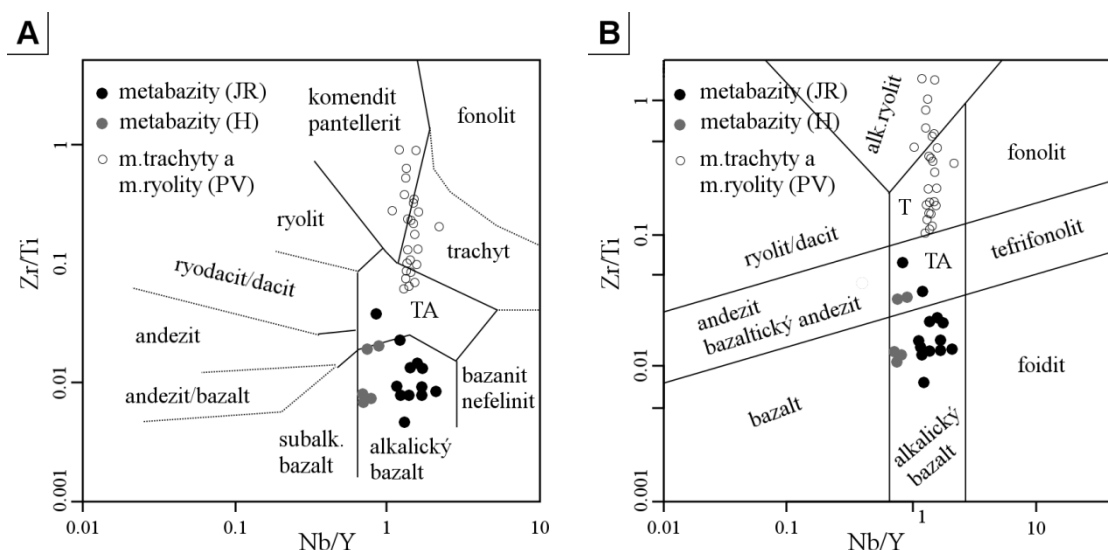


Obr. 5.9. Diagramy AFM: A) všechny analýzy ; B) analýzy odpovídající relativně méně alterovaným metabazitům ($AI=20-60$, $CCPI=70-90$), linie oddělující oba trendy je podle Irvine a Baragar (1971); analýzy vlastní (JR), (H) – Hanžl (1999), (P) – Přichystal (1985), (PV) – Patočka a Valenta (1996).

5.3.1 Klasifikace metabazitů podle koncentrací stopových prvků

Metabazity SHP prodělaly spilitizaci a alteraci, která změnila složení jejich hlavních oxidů. Mobilizace alkálií a v některých případech i SiO_2 nedovoluje použití klasického TAS (total alkali vs. silica) diagramu (SiO_2 proti Na_2O+K_2O). Proto jsme využili dvou alternativních diagramů poměrů obsahů nemobilních HFSE a to Nb/Y proti Zr/Ti pro určení o jakého druhu a charakteru byly studované vulkanické horniny předtím, než bylo změněno jejich chemické složení. Diagramy jsou zobrazeny jsou na *obr. 5.10.A* a na *obr. 5.10.B*. Na prvním je diagram Nb/Y proti Zr/Ti s hranicemi podle Winchestera a Floyda (1977) a na druhém obrázku je úprava stejného diagramu podle Pearce (1996) s pozměněnými hranicemi vulkanických druhů. V diagramu na *obr. 5.10.B* tvoří analýzy dobře definovanou skupinu v poli alkalických bazaltů, 2 analýzy spadají do pole trachyandezitů v diagramu (analýzy MI-1 a HI-1). V diagramech jsou navíc vyznačeny analýzy metabazitů z Drahanské vrchoviny (Hanžl, 1999) a metatrachytů a metaryolitů

od Horního Města (Patočka a Valenta, 1996). Veškeré vyznačené horniny mají afinitu středně alkalického magmatismu s bimodálním rozdělením (s vývojem od alkalických bazaltů, přes trachyty po alkalické ryolity). Bimodalita je vyjádřena nízkým zastoupením trachyandezitů. Metabazity Dražanské vrchoviny jsou již na hranici subalkalických vulkanitů.



Obr. 5.10. Diagramy Nb/Y proti Zr/Ti pro klasifikaci metabazických hornin: A) diagram podle Winchestera a Floyda (1977); B) diagram podle Pearce (1996); použity vlastní analýzy (JR), (H) - analýzy z Hanžla (1999) a (PV) - analýzy z Patočky a Valenty (1996).

5.3.2 Složení lanthanoidů metabazitů SHP

Lanthanoidy jsou skupinou chemických prvků navzájem velmi podobného geochemického chování, které patří do skupiny prvků vzácných zemin (REE, doplněné o Y a Sc obdobným geochemickým chováním). Protože mají všechny stejnou stavbu valenčního elektronového orbitalu, je jejich geochemické chování řízeno iontovým poloměrem, který v případě iontů s oxidačním číslem 3^+ postupně klesá od La k Lu (lanthanoidová kontrakce). Výjimkou jsou lanthanoidy Ce a Eu, které mohou mít za určitých podmínek stabilní i ionty s oxidačním číslem 2^+ a 4^+ respektive. Lanthanoidy (potažmo REE) se dělí na lehké prvky vzácných zemin (LREE, La až Gd) a těžké prvky vzácných zemin (HREE, Tb až Lu plus Y). Dělení je založeno na postupném zaplňování atomových orbitalů lanthanoidů podslupky 4f, která se nejprve zaplňuje nepárovými elektrony (u LREE) a až posléze se doplňují elektrony do orbitalů a tvoří se elektronové páry (u HREE). Díky svému vysoce koherentnímu chování, efektu lanthanoidové kontrakce, převažující inkompatibilitě v širokém rozpětí složení magmatických hornin a většinou nízké mobilitě při sekundárních přeměnách je tato skupina s oblibou využívána nejen

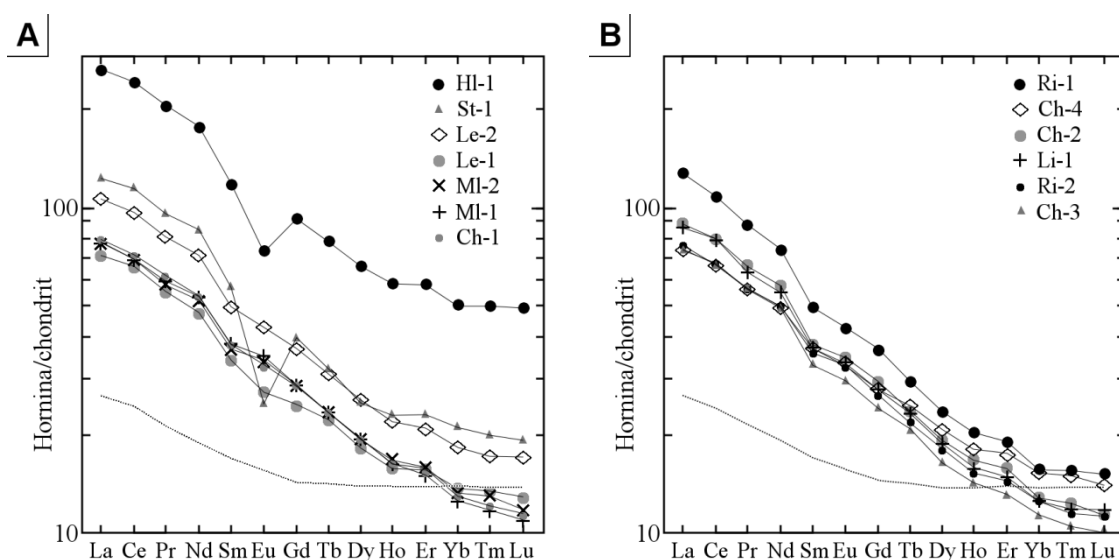
v geochemii magmatických hornin. Běžná prezentace chemického složení lanthanoidů má podobu grafu analýz koncentrací lanthanoidů v hodnotách ppm seřazených podle vzrůstající atomové hmotnosti (klesající iontový poloměr). Hodnoty jsou zpravidla normalizované určitým standardním materiálem, aby se zamezilo projevu Oddo-Harkinsonova jevu, navíc se pro vyšší přehlednost používá graf s logaritmickou osou hodnot. Jako standardní materiál pro normalizaci se zpravidla používá chondrit typu CI, jehož složení je dle spektrálního měření blízké sluneční fotosféře ochuzené především o vodík, helium a lithium, čímž reprezentuje stavební materiál primitivní Země.

Analýzy lanthanoidů byly normalizovány složením vzácných zemin CI chondritu (Sun a McDonough, 1989). Jejich křivky (na *obr. 5.11.A* a *obr. 5.11.B*) se vyznačují vyšším stupněm frakcionace LREE oproti HREE ($La_N/Yb_N = 5,36-8,09$, s průměrem 6,54), jedná se tedy o nižší stupeň parciálního tavení. Zřetelné ochuzení o HREE v porovnání s obohaceným bazaltem středooceánského riftu naznačuje přítomnost granátu v reziduu při parciálním tavení pláště, což implikuje vyšší hloubky vzniku primárních tavenin.

S výjimkou tří vzorků metatufů, které mají výraznou negativní europiovou anomálii (u vzorku Le-1 je $Eu/Eu^* = 0,92$, u vzorku Hl-1 je $Eu/Eu^* = 0,68$ a u vzorku St-1 je $Eu/Eu^* = 0,51$), se ostatní vzorky nevyznačují výraznější europiovou anomálií ($Eu/Eu^* = 0,98-1,06$). U vzorků Le-1, v jehož případě se jedná o peperit s pelitickou horninou a jehož poměr Fe^{2+}/Fe^{3+} je 0,64 (jedná se o jedinou horninu prokazující oxidaci železa, redoxní podmínky by tedy neměly umožnit mobilizaci Eu hydrotermálním procesem), je slabá negativní europiová anomálie zřejmě výsledkem mobilizace Eu při sericitizaci plagioklasu a vzniku muskovitu, který Eu^{2+} na rozdíl od ostatních REE nepřijme do krystalové mřížky a bude sám vykazovat negativní europiovou anomálii (Sverjensky, 1984; Ward et al., 1992). Naopak vzorek St-1 je metabazalt s nejvyšší negativní europiovou anomálií ($Eu/Eu^* = 0,51$) a zároveň je oproti ostatním metabazaltům navíc postižen stilpnomelanitizací chloritu a srážením sekundárního rudního minerálu (vzorek byl odebrán v lůmku u štoly Prokop v těsné blízkosti drobného zlomu se žilou sideritové mineralizace) by pak mohla být také výsledkem hydrotermální alterace s mobilizací Eu^{2+} (Sverjensky, 1984).

Europiová anomálie u vzorku metatufu Hl-1, který není výrazněji alterován, musí mít ještě jiné vysvětlení. Jeho rekrystalovaná hmota je z velké části tvořena drobnými zrnky plagioklasu (albitu), chloritem a v menší míře i alterovanými zrnky ilmenitu. Eu-

ropiová anomálie může být způsobena ochuzením v důsledku frakční krystalizace plagioklasu, kdy Eu^{2+} zastupuje Ca v krystalové mřížce a následným odstraněním plagioklasu při diferenciaci magmatu. Tento vzorek metatufu totiž vykazuje i další znaky vyšší diferenciaci magmatu (až 4x vyšší celková úroveň REE, nabohacení HFSE, nízké obsahy Ni a Cr). A protože má zároveň vysoké obsahy MgO (8,28 hm.%), mohlo by se jednat o materiál směsného složení mezi místními méně vyvinutými bazalty a felzickými vulkanity, které byly v podobě popela transportovány z větší vzdálenosti. Při terénních pracích totiž nebyla objevena žádná žilná ani výlewná hornina odpovídajícího složení. Zdrojem mohly být například nepříliš vzdálené vulkanity vrbenské skupiny, kde někteří autoři předpokládají i subaerický vulkanismus (Puda a Valenta, 1984) nebo kyselá vulkanity SHP (keratofyry a křemenné keratofyry) od Horního Benešova (Přichystal, 1985).



Obr. 5.11. Normalizované REE diagramy metabazitů SHP z okolí Šternberka: A) metatufy a metabazality; B) metadolerity; lokalizace vzorků v obr. 5.1, chemické analýzy v tab. 5.1.

5.3.3 Normalizované multivariační diagramy

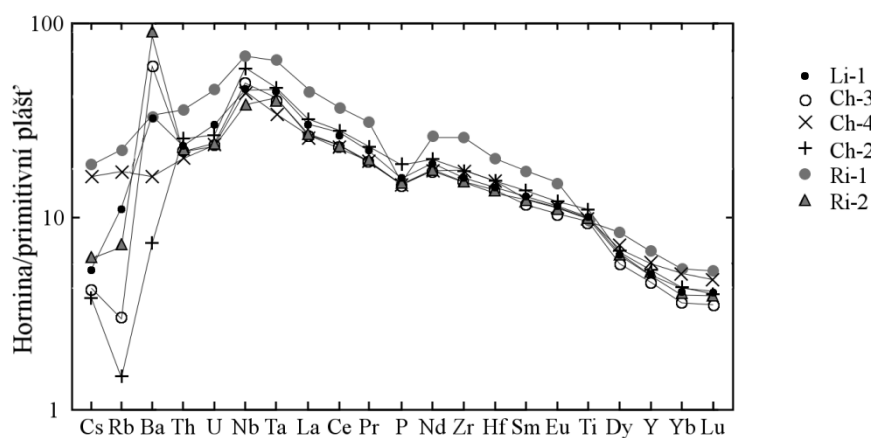
Normalizované multivariační diagramy (spiderploty) jsou zobrazením hodnot koncentrací vybraných geochemicky významných prvků (v hodnotách ppm) řazených ve vžitém pořadí podle jejich kompatibility (od nejméně kompatibilního po nejvíce kompatibilní prvek) při parciálním tavení klinopyroxen-ortopyroxen-olivín-granátového lherzolitů. Obecně lze říci, že nejvíce vlevo se vynášejí koncentrace lehkých inkompatibilních litofilních prvků (LILE) jako jsou Sc, Rb a Ba, zatímco nejvíce vpravo se kladou HREE jako Dy, Y, Yb a Lu. Ve střední části se potom vyskytují další LILE (K, Sr),

HFSE (U, Th, Nb, Ta, Zr, Hf a Ti) i LREE (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu). Normalizací se zaprvé odstraní efekt Oddo-Harkinsonova jevu a zadruhé se zvýrazní rozdíl chemického složení analyzované horniny oproti složení zvoleného standardu. Pro účely normalizace se tedy vybírá materiál podle záměru zobrazení charakteristické chemické podobnosti či odlišnosti zkoumaného vzorku. Takovým standardním materiálem pro geochemickou studii může být například CI chondrit, normální bazalt středooceánského riftu (N-MORB), obohacený bazalt středooceánského riftu (E-MORB) nebo složení primitivního pláště (PM) atd. (Misra, 2012).

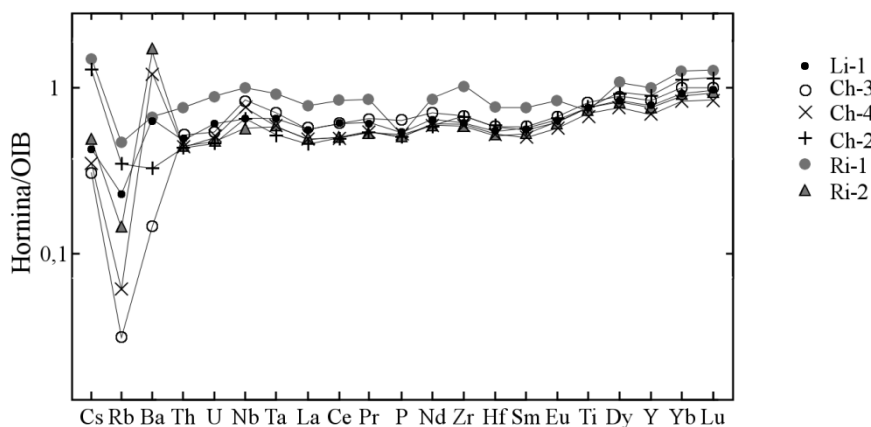
Na *obr. 5.12* a *obr. 5.13* jsou představeny multivariační diagramy metabazitů studovaného území. Nejsou zobrazeny hodnoty K a Sr, protože vykazovaly nesystematickou variabilitu s pozitivními i negativními anomáliemi, které jsou způsobeny silnou mobilitou při spilitizaci, hydrotermální alteraci a metamorfních procesech, a narušovaly tak přehlednost diagramů.

Na *obr. 5.12*, jsou koncentrace prvků v metadoleritech (představující nejméně alterované horniny) normalizované složením primitivního pláště (Sun a McDonough, 1989), s křivkou konvexního tvaru, jež vykazují variabilní ochuzení o LILE. Profil křivky strmě klesající od Nb doprava ukazuje na obohacený plášťový zdroj. Fosfor se zdá slabě ochuzen, ale to může být projev hydrotermální alterace. Nápadně nižší jsou obsahy HREE naznačující tavení ve větší hloubce s frakcionací těchto prvků v granátu rezidua. Th a U jsou poněkud sníženy.

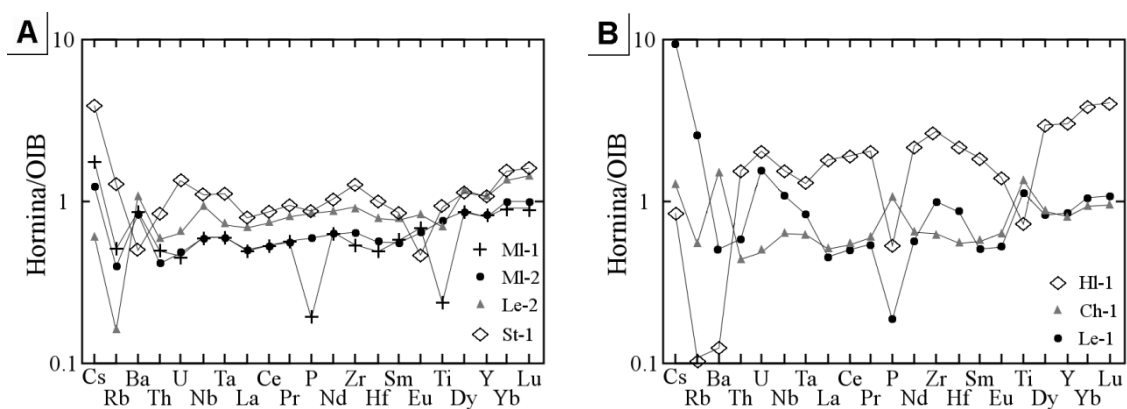
Nejméně diferencovaným zástupcem metadoleritů je vzorek Ri-2 oproti nejvíce diferencovanému metadoleritu Ri-1. Při normalizaci bazaltem oceánských ostrovů OIB (Sun a McDonough, 1989) vyniká podobnost koncentrací stopových prvků způsobená obdobným plášťovým zdrojem. Křivky metadoleritů jsou takřka přímé, slabě ochuzené o nekompatibilní prvky (*obr. 5.13*). Metabazalty ukazují podobné tvary křivek jako metadolerity. Pouze metabazalt MI-1 je značně ochuzen o P, Ti a slabě o Zr a Hf (*obr. 5.14.A*) a křivka metabazaltu St-1 je výrazněji ovlivněna hydrotermální alterací, která způsobuje europiovou anomálii a slabé ochuzení o LREE. Křivky metatufu Ch-1 jsou výsledkem vysoké hydrotermální alterace (změna vzájemného poměru HFSE a LREE, anomální obsahy LILE), anomální křivka metatufu HI-1 je naopak ovlivněna příměsí cizorodého vyvinutějšího materiálu (podezřele snížené obsahy Nb a Ta a Ti, a celkově zvýšené REE) a křivka peperitu Le-1 se zvýšenými HFSE může být způsobena mísením se sedimentárním materiálem (*obr. 5.14.B*).



Obr. 5.12. Multivariační diagramy metadoleritů normalizované složením primitivního pláště (hodnoty podle Sun a McDonough, 1989); lokalizace vzorků v obr. 5.1, chemické analýzy v tab. 5.1.



Obr. 5.13. Multivariační diagramy metadoleritů normalizované bazaltem oceánských ostrovů (OIB) (hodnoty podle Sun a McDonough, 1989); lokalizace vzorků v obr. 5.1, chemické analýzy v tab. 5.1.



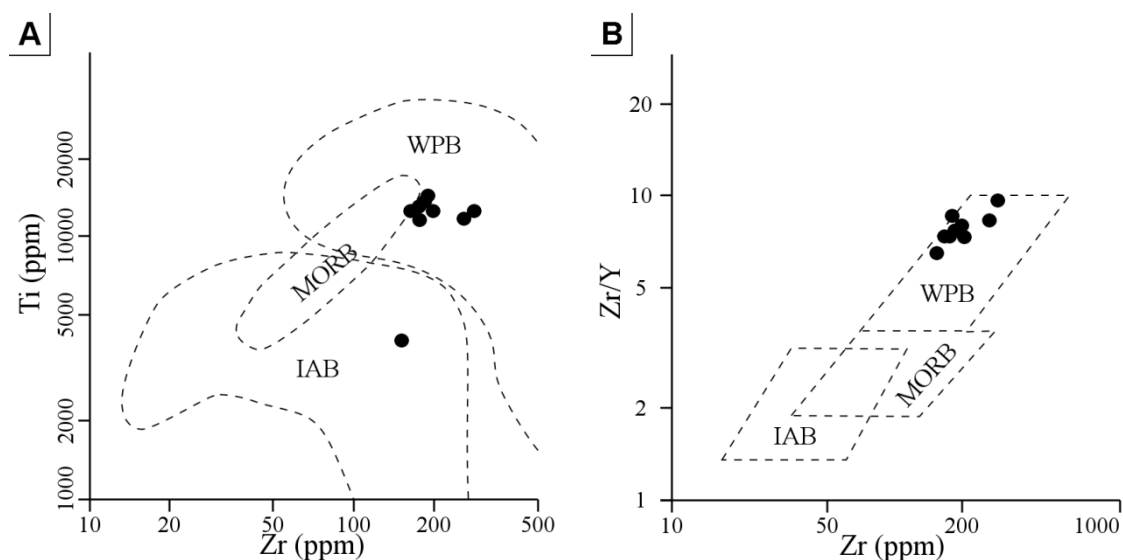
Obr. 5.14. Multivariační diagramy normalizované bazalty oceánských ostrovů (OIB) (hodnoty podle Sun a McDonough, 1989): A) metabazalty; B) metavulkanoklastika; lokalizace vzorků v obr. 5.1, chemické analýzy v tab. 5.1.

5.3.4 Geotektonické diskriminační diagramy

Metoda geotektonických diskriminačních diagramů si klade za cíl rozeznání charakteristického složení magmatické horniny (zpravidla vulkanitu), které je typické pro statisticky významnou skupinu vulkanitů produkovaných ve známém geotektonickém prostředí. Aplikuje se většinou na staré vulkanity, které nyní vystupují v odlišném geologickém prostředí, než v jakém docházelo k jejich vzniku, a zjišťuje se, které skupině recentních vulkanitů známého původu jsou blízké vzájemné poměry charakteristických prvků. Takové horniny mohou být zvětralé, hydrotermálně alterované a metamorfované, a proto jsou vybírány takové prvky, které zůstávají nemobilní, nebo jen omezeně mobilní při pozdější alteraci. Zároveň se vybírají prvky, jejichž variabilita mezi vzorky z různých geotektonických prostředí je vyšší než variabilita mezi vzorky jednoho geotektonického prostředí (Pearce a Cann, 1973). Je vhodné tuto metodu aplikovat na větší počet analýz, aby vynikla variabilita složení zkoumaných hornin. Závěr takového studia je zpochybnitelný, ale úkolem je zjistit pouze afinitu tedy příbuznost.

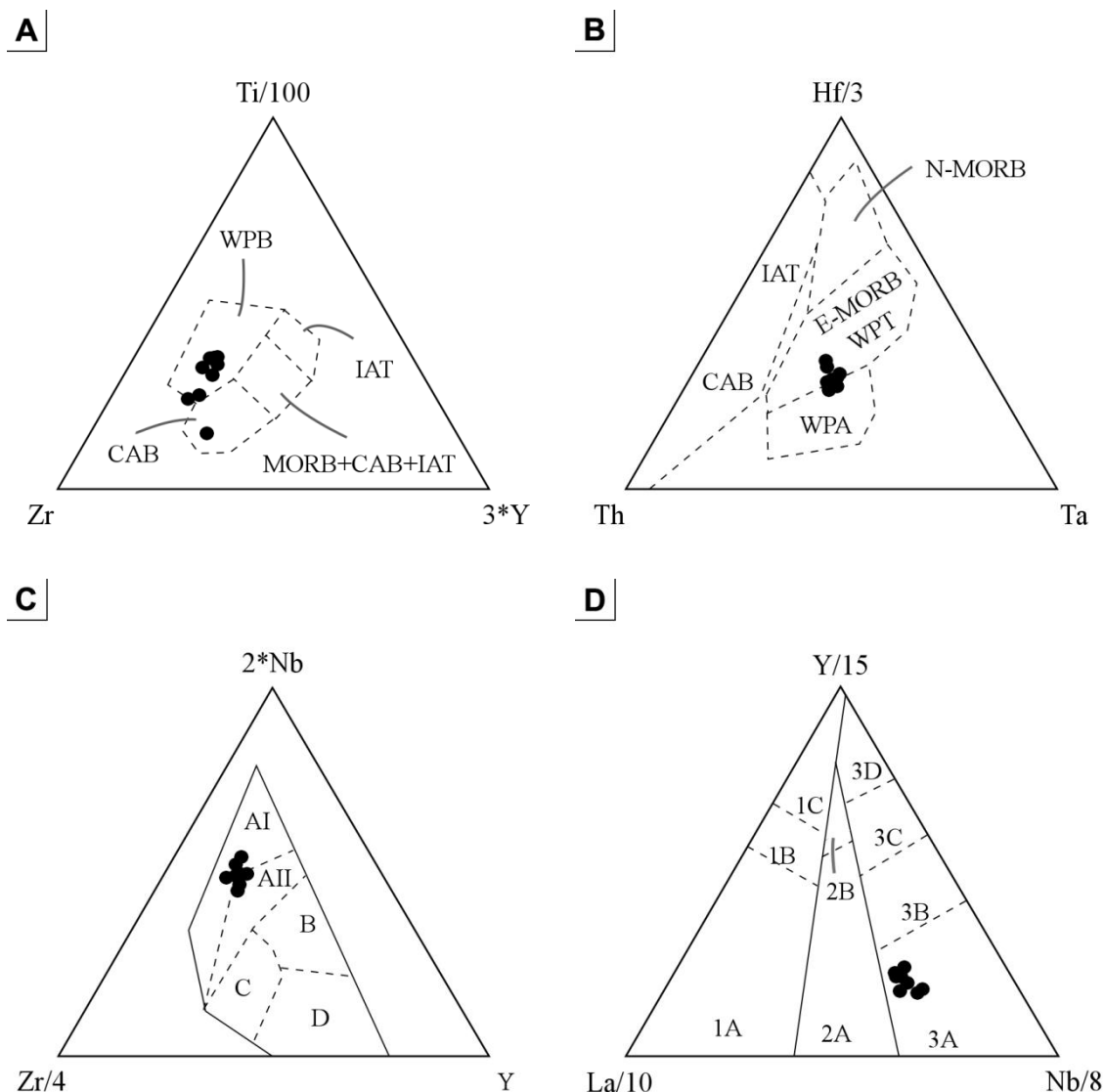
Diskriminačních diagramů od počátků aplikace této metody v 70. letech dvacátého století vznikla celá řada. Mají podobu buď binárních diagramů (často s logaritmickými stupnicemi proměnných) nebo ternárních diagramů. Jako proměnné mohou být použity koncentrace prvků, někdy vážené pevně danou hodnotou, poměry koncentrací dvou prvků, ale mohou mít i podobu složitějších funkcí složených z koncentrací více prvků (např. Agrawal et al., 2008; Verma a Agrawal, 2011).

Pro účely této studie použijeme binární diagramy Zr proti Ti (Pearce, 1982) a Zr/Y proti Zr (Pearce a Norry, 1979), ternární diagramy Ti-Zr-Y (Pearce a Cann, 1973), Hf-Th-Ta (Wood, 1980), Nb-Zr-Y (Meschede, 1986) a Y-La-Nb (Cabanis a Lecolle, 1989), a dva novější binární diagramy diferenciačních funkcí DF1 proti DF2 podle Vermy a Agrawala (2011). Kvůli rozsáhlé alteraci a možnému alochtonnímu materiálu v metatitech použijeme pro tento účel pouze analýzy metadoleritů a metabazaltů (bez St-1). Veškeré vzorky tvoří celkem dobře definovanou oblast v polích vnitrodeskových bazaltů s výjimkou vzorku Ml-1, který kvůli anomálně nízkému obsahu TiO_2 obvykle spadá do pole bazaltů ostrovních oblouků v diagramech využívajících tuto složku. Binární diagramy Ti proti Zr (Pearce, 1982) a Zr/Y proti Zr (Pearce a Norry, 1979) se jasně naznačují afinitu k vnitrodeskovým bazaltům (*obr. 5.15.A a obr. 5.15.B*).



Obr. 5.15. Binární diskriminační diagramy: A) Zr proti Ti podle Pearce (1982); B) Zr proti Zr/Y (Pearce a Norry, 1979).

Diagram Ti-Zr-Y podle Pearce a Canna (1973) rovněž prozrazuje vnitrodeskovou afinitu zkoumaných metabazitů (obr. 5.16.A). V ternárním diagramu Hf-Th-Ta (Wood, 1980) leží všechny analýzy na hranici mezi polem vnitrodeskových alkalických bazaltů a společným polem pro vnitrodeskové tholeiity a obohacené bazalty středooceánských riftů (obr. 5.16.B). Obdobná situace platí i pro diagram Nb-Zr-Y (Meschede, 1986), kde část analýz odpovídá poli alkalických vnitrodeskových bazaltů a druhá část analýz již leží v oblasti společné pro vnitrodeskové alkalické i tholeiitické bazalty (obr. 5.16.C). Ternární diskriminační diagram pro prvky Y-La-Nb (Cabanis a Lecolle, 1989) přiřazuje veškeré analýzy poli bazaltů oceánských ostrovů a kontinentálních riftů, který je velmi vzdálen poli zaobloukových bazaltů (obr. 5.16.D).



Obr. 5.16. Ternární diskriminační diagramy: A) diagram Ti-Zr-Y (Pearce a Cann (1973); B) diagram Hf-Th-Ta (Wood, 1980); C) diagram Nb-Zr-Y (Meschede, 1986), AI - vnitrodeskové alkalické bazalty, AII - vnitrodeskové alkalické bazalty a tholeiity, B - E-MORB, C - bazalty ostrovních oblouků a vnitrodeskové tholeiity, D - N-MORB a bazalty ostrovních oblouků ; D) diagram Y-La-Nb (Cabanis a Lecomte, 1989), 1A - alkalicko-vápenaté bazalty, 1C - tholeiity ostrovních oblouků, 2A - kontinentální tholeiity, 2B - zaobloukové bazalty, 3A - alkalické bazalty, 3B a 3C - E-MORB, 3D - N-MORB.

Ani novější diskriminační diagram autorů Vermey a Agrawala (2011) nedokáže u studovaných metabazitů rozhodnout mezi afinitou k bazaltům kontinentálního riftu nebo bazaltům oceánských ostrovů, ačkoliv tato metoda podle svých autorů tento potenciál má. Nabízejí pět diagramů pro odlišení čtyř typů bazických a ultrabazických magmatických hornin charakteristických pro geotektonická prostředí (MORB, IAT, OIB, CRB). První diagram zahrnuje všechny tyto typy, přičemž dvě tektonická prostředí zabírají v diagramu samostatná pole a zbylé dvě tektonická prostředí zabírají v diagramu společné pole (IAB, MORB, CRB+OIB; obr. 5.17.A) a slouží k výběru druhého

diagramu ze zbývajících čtyř diagramů, který rozhoduje o afinitě mezi třemi geotektonickými prostředními (v našem případě je to diagram CRB-OIB-IAB, *obr. 5.17.B*).

Na rozdíl od všech předchozích diagramů leží na osách tzv. diferenciační funkce. Ty se liší pro jednotlivé diagramy. Jsou složeny z obsahů Nb, V, Y, Zr a upravené hodnoty $_{\text{adj}}\text{TiO}_2$ (jedná se obsah TiO_2 v CIPW normě) v jednotkách ppm. Pro základní diagram IAB-CRB+OIB-MORB zní předpisy pro diferenciační funkce následovně:

$$\begin{aligned} DF1 = & -0.6611 \cdot \ln\left(\frac{\text{Nb}}{(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}}\right) + 2.2926 \cdot \ln\left(\frac{\text{V}}{(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}}\right) \\ & + 1.6774 \cdot \ln\left(\frac{\text{Y}}{(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}}\right) + 1.0916 \cdot \ln\left(\frac{\text{Zr}}{(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}}\right) + 21,3603 \end{aligned}$$

a

$$\begin{aligned} DF2 = & 0.4702 \cdot \ln\left(\frac{\text{Nb}}{(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}}\right) + 3.7649 \cdot \ln\left(\frac{\text{V}}{(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}}\right) \\ & - 3.911 \cdot \ln\left(\frac{\text{Y}}{(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}}\right) + 2.2697 \cdot \ln\left(\frac{\text{Zr}}{(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}}\right) + 4.8487 \end{aligned}$$

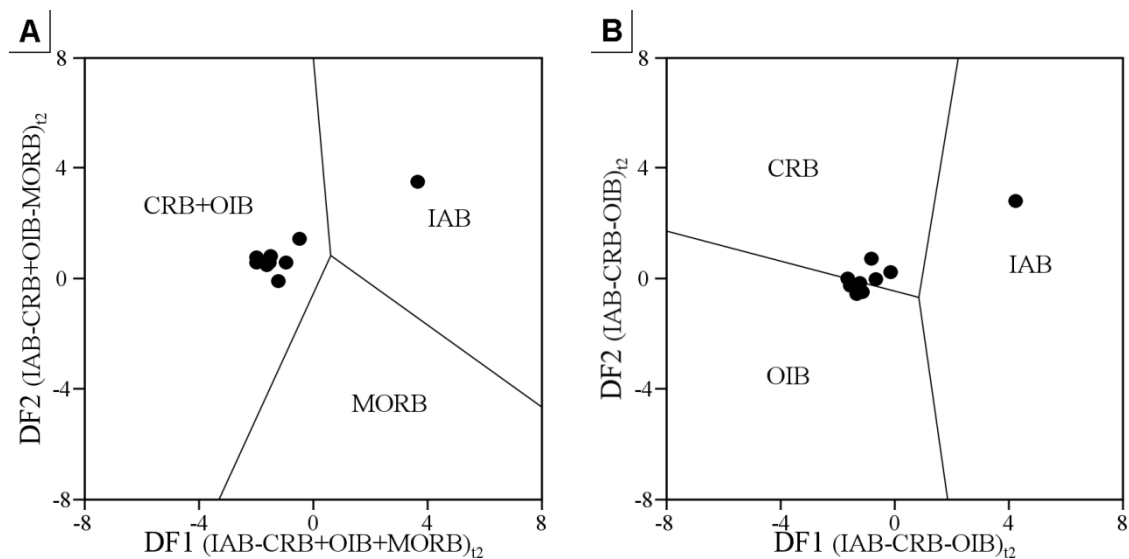
Pro diagram IAB-CRB-OIB zní předpis funkcí takto:

$$\begin{aligned} DF1 = & -0.6146 \cdot \ln\left(\frac{\text{Nb}}{(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}}\right) + 2.3510 \cdot \ln\left(\frac{\text{V}}{(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}}\right) \\ & + 1.6828 \cdot \ln\left(\frac{\text{Y}}{(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}}\right) + 1.1911 \cdot \ln\left(\frac{\text{Zr}}{(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}}\right) + 22.7253 \end{aligned}$$

a

$$\begin{aligned} DF2 = & 1.3765 \cdot \ln\left(\frac{\text{Nb}}{(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}}\right) - 0.9452 \cdot \ln\left(\frac{\text{V}}{(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}}\right) \\ & + 4.0461 \cdot \ln\left(\frac{\text{Y}}{(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}}\right) - 2.0789 \cdot \ln\left(\frac{\text{Zr}}{(\text{TiO}_2)_{\text{adj}}}\right) + 22.2450 \end{aligned}$$

Podle prvního diagramu (*obr. 5.17.A*) náleží analýzy z okolí Šternberka do pole CRB+OIB, podle druhého diagramu (*obr. 5.17.B*) se analýzy nacházejí na hranici mezi bazalty kontinentálních riftů (CRB) a bazalty oceánských ostrovů (OIB).



Obr. 5.17. Diskriminační diagramy podle Vermy a Agrawalla (2011): A) diagram pro odlišení bazaltů kontinentálních riftů a oceánských ostrovů (CRB+OIB), ostrovních oblouků (IAB) a středooceánských hřbetů (MORB); B) diagram pro odlišení bazaltů kontinentálních riftů (CRB), oceánských ostrovů (OIB) a ostrovních oblouků (IAB).

6 Diskuse

Diskuse je členěna na tři části. V první části jsou diskutovány vulkanologické aspekty studované oblasti, v další pak její geologické a strukturní poměry. Závěrečná část diskuse se věnuje petrologii a geochemii. Ze všech částí byly formulovány hlavní závěry vyplývající z nových výzkumů.

6.1 Vulkanologie

Metavulkanický komplex studované oblasti je složen především z produktů podmořského vulkanismu, ale setkáváme se zde i s vložkami břidlic, které patří stínavsko-chabičovskému souvrství střednodevonského stáří. Z facií podmořského vulkanismu jsou zastoupeny polštářové lávy, brekcie, lapillové brekcie, lapillové tufy, popelové tufy a také peperity. V podřízeném množství jsou také přítomna subvulkanická tělesa v podobě žil.

Žilná tělesa mají většinou výrazně vyvinutý sloupcový rozpad. Interpretujeme to jako projev termální kontrakce při zchlazení na kontaktu s okolní chladnější horninou. Sloupcový rozpad má při svém jižním okraji vyvinuto i metadoleritové intruzivní těleso na S a SV svahu Dubové hory. Jižní okraj představuje kontakt intruze s okolními metabazity. Směrem na sever již intruze sloupcový rozpad nemá kvůli větší vzdálenosti od svých okrajů. Protože jsou na jižním okraji tělesa sloupce uloženy takřka horizontálně a směr sloupců je přibližně SSZ–JJV, znamená to, že kontakt intruze byl přibližně vertikální a těleso je tedy diskordantní vůči vrstevnatosti. Mohlo by se jednat o přírodní dráhu podmořského vulkánu. Většina ostatních žil je přibližně konkordantní s vrstevnatostí. U všech je silně vyvinuta sloupcovitá odlučnost, která je také přibližně subhorizontální (byla sklopena při tektonické deformaci komplexu). Tyto žíly by mohly představovat ložní žíly vulkanického komplexu.

Dobře zachovalé gravitačně netransportované polštářové lávy jsou oproti metavulkanoklastickým horninám méně časté, ale jejich několikametrové polohy jsou přítomny uvnitř souvrství metavulkanoklastických hornin nebo se s nimi setkáváme při okrajích struktury v nadloží metavulkanoklastik. Společně s hrubými metavulkanoklastiky (brekciemi) tvoří nejproximálnější facií vulkanického centra a jsou představitelem efuzivního vulkanismu. V zářezu železniční trati u Mladějovic bylo možné sledovat ukládání lapillových tufů, které přecházely přes brekcie až do pravých polštářových láv. Na bázi polštářových láv se nacházela několik metrů mocná vrstva masivní lávy s prvky

sloupcové odlučnosti bez vývoje polštářů, ale zároveň bez charakteristik žilné horniny (hornina byla jemnozrnná). Toto pozorování dokládá místy vysokou objemovou produktivitu zdejšího vulkanismu a málo svažité terén, který umožnil kumulaci lávy a kdy mohly vznikat i mocnější lávové příkrovy vyplňující nerovnosti dna. Ve studovaném terénu to bylo jediné pozorování tohoto druhu. Do nadloží příkrov přechází ve velmi mocné a silně protažené bochníky polštářových láv (až 2 x 0,5 m v průřezu), které se do nadloží zmenšují. V nadloží polštářových láv se náhle vulkanoklastické produkty zjemňují, a dominují spíše jemnozrnnější typy lapillových až popelových tufů distálnější vulkanické facie. Tato sekvence patrně odráží pohasínající aktivitu vulkanického centra a ukončení vulkanismu.

Převažující vulkanickou facií metavulkanického komplexu jsou vulkanoklastika. V lůmku u štolý Prokop u Šternberka je možno nahlédnout do krátké nepřekocené sekvence na bázi tvořené hlavně popelovými metatufy, v jejichž nadloží se náhle objevují polštářové lávy s polštáři spíše menších rozměrů, které jsou celkem rychle vystřídány hrubými brekciemi. Tyto brekcie až hrubě lapillové metatufy tvoří několik metrů mocné cykly, které od báze vzhůru zjemňují. Toto prostředí se liší od okrajů komplexu a patrně vznikalo na bázi svahu vulkanické elevace při sesuvech vulkanoklastického materiálu v období aktivního budování vulkanické elevace.

Díky vysokému zastoupení vulkanoklastik, které vznikly explozivní činností, je pravděpodobné, že vulkanické elevace dosahovala do mělkovodního prostředí. Některé typy metatufů, zvláště pak vytríděné hrubě lapillové metatufy, jejichž klasty mají tvary vulkanických bomb by mohly být interpretovány jako produkty mělkovodního explozivního vulkanismu. Navíc velmi jemnozrnné lapillové až takřka popelové metatufy, které tvoří mocnější polohy, by zase mohly představovat jemnozrnný materiál vznikající při takových mělkých explozích, kdy se jemnozrnný materiál dostane do atmosféry a napadává zpět do mořské pánve ve větší vzdálenosti od vulkanického centra. Dvořák (1994) dokonce uvažuje možné devonské vystoupení aktivně budované vulkanické elevace nad úroveň mořské hladiny. Přímé doklady subaerického vulkanismu však pozorovány nebyly. Severozápadně lokalizované devonské vulkanity vrbenské skupiny u Oskavy mají popsány projevy subaerického vulkanismu (Janoušek et al., 2006) na ryolitických horninách (aglomerátové tufy a ignimbrity).

Na různé vulkanické facie bohatá lokalita severně od Levína u Chabičova je zajímavá zachováním jejich textur díky nízké tektonické deformaci. Poskytla bohatou sku-

pinu popelových až lapillových tufů a peperitických hornin. Peperity vznikají neexplozivní interakcí horké lávy se sedimentárním materiálem či s vulkanoklastiky. Jsou zde přítomny produkty mísení s pelitickým materiálem, kdy vznikají fluidální peperity s globulární texturou. Dále byly pozorovány produkty interakce s karbonátovým materiálem. Takové peperity jsou buď fluidální s globulární texturou, nebo mají blokovou texturu. Peperity s karbonátem byly zřejmě popisovány i Přichystalem (1985) a Barthem (1960). Třetím typem peperitů jsou blokové peperity, které jsou produktem interakce mezi lávou a vulkanoklastickým materiálem (tzv. vlastní “self” peperity). Kromě peperitů se zde nacházejí i explozivní typy vulkanoklastik jako lapillové tufy a dobře zachovalé popelové tufy s ostrohrannými střípky popela. Tato sekvence patrně indikuje jedno s center podmořského vulkánu a přechod k explozivnímu typu vulkanismu.

6.2 Geologie a strukturní geologie

Terénní mapování vulkanického komplexu a jeho kontaktů s nadložními karbonskými sedimenty bylo nejdůležitějším zdrojem informací pro zhodnocení geologie a po doplnění o strukturní měření i strukturní stavby celého komplexu. Jak rozsáhlé geologické mapování, tak i strukturní měření byly v této oblasti prováděny a interpretovány již v minulosti. Podrobné mapování vulkanických facií prováděl Přichystal (1985), který se strukturním studiem výrazněji nezabýval. Moderní strukturní analýzu ale provedli Melichar a Buček (1994). I když podrobné interpretace strukturního vývoje Šternberské struktury nebyly hlavním cílem této práce, nemůžeme se vyhnout alespoň srovnání našich naměřených dat s interpretací jiných autorů. Melichar a Buček (1994) publikovali představu, že ve starší deformační etapě docházelo k nasouvání vulkanického komplexu na SV na karbonské droby v současnosti tvořící jv. okraj komplexu (současně se vznikem sz.–jv. lineace protažení F1). Následně došlo k převrásnění komplexu se sz. vergencí (se vznikem ploché z.–v. až jjz.–ssv. lineace protažení F2, při kterém došlo k částečnému překocení komplexu. Ačkoliv terénní měření geologických struktur souhlasí s kinematikou této interpretace, je pravděpodobnější, že pohyby se severovýchodní vergencí souvisí s postupným nasouváním šupin devonu s karbonským nadložím pravděpodobně v transpresním režimu, při kterém vznikaly vrásy východní až jihovýchodní vergence vrásových os paralelní s lineací L1 (s případným překocněním vrstevního sledu na násunových plochách podloží) na severozápadní těleso karbonských drob (tvořící k SV upadající rameno překocené vrásy) při současném odtržení nadložního karbonu a redukci andělskohorského, případně ponikevského souvrství (ve východní části mají

karbonské droby navíc vyvinutou k SZ pod středními úhly upadající kliváž). Karbonské těleso na západě sloužilo jako rampa při vysouvání devonu. Je vněm vyvinuta drobová kliváž konkordantní k metamorfní foliaci v metabazitech a ponikevských břidlicích.

Až posléze dochází k převrácení šupinové stavby v pravostranné transpresi a ke vzniku lineací a vrás ve směru SV–JZ až SSV–JJZ. Při této transpresi také vznikají subvertikální pásy zalomení. Střední část území, která má zachovanou primární lineaci L1, zřejmě nebyla překocena, stejně jako těleso severovýchodně od Šternberka s polštářovými lávami v normální pozici. Téměř horizontální metamorfní foliace a přítomnost lineace L1 by mohla znamenat, že metabazity v jižní a centrální části komplexu tvoří druhé rameno nepřekocené vrásy, méně intenzivně přepracované při pozdější pravostranné transpresi. Tato interpretace lépe vystihuje stavbu studovaného území než např. názor Čížka a Tomka (1991), který šternbersko-hornobenešovskou strukturu interpretují jako do předpolí (k východu) ukloněný duplex (foreland-dipping duplex).

Byly zjištěny minimálně tři šupiny devonu nasouváných na západní karbonské těleso. Nejstarší z nich je izoklinální vrása ponikevského souvrství, která byla částečně odtržena od strukturně nadložních metabazitů. Vlastní těleso metabazitů je pravděpodobně tvořeno dalšími dvěma šupinami. Existence šupinové západovergentní stavby s největší pravděpodobností vysvětluje přítomnost karbonských flyšových hornin a moravskoberounského souvrství v centru devonského vulkanického komplexu. Tato drobnější tělesa jsou diskordantní vůči metabazitům a pravděpodobně představují spodnokarbonskou tektonickou kru vsunutou mezi horniny vulkanického komplexu podél předpokládaného zlomu vedoucího údolím východně od Krakořic do Chabičova během první fáze tektonického vývoje. Tělesa moravskoberounských slepenců a hornobenešovských drob (případně andělskohorských břidlic bez přítomnosti charakteristických vložek vápenců a silicitů) jsou tedy nejspíše fragmentem horninového sledu z nadloží šupiny.

Na tektonické ohraničení devonského komplexu upozorňuje také absence moravskoberounských slepenců po obvodu vulkanického komplexu, absence či redukce břidlic andělskohorského souvrství a absence ponikevského souvrství na jv. okraji devonského vulkanického komplexu.

Hranice vulkanického komplexu jsou tedy tvořeny střížnými zónami, které vznikají v ce snadno deformovatelných břidličných litologiích. Tato interpretace je v jasném rozporu s Dvořákem (1994), který sekvenci stínavsko-chabičovských břidlic s metabazity, ponikevského souvrství, moravskoberounského souvrství, andělskohor-

ského a hornobenešovského souvrství považuje za zcela autochtonní litostratigrafické jednotky s normálním stratigrafickým sledem. Moravskoberounské souvrství podle něj ve studované oblasti vyplňuje erozní deprese na vulkanické elevaci a mocnost souvrství sedimentů je podle něj řízena topologií dna pánve během jejího kulmského vývoje.

6.3 Mineralogie, petrografie a geochemie

Vulkanosedimentární horniny SHP byly postiženy hydrotermální alterací a metamorfózou spojenou s metamorfní metasomatózou, které se projevují jako spilitizace, karbonatizace a sericitizace. Tyto změny pozměnily nejen chemické znaky primárních vulkanitů, ale také jejich mineralogické složení. Některé primární minerály se zachovávají pouze v horninách intruzivních těles. Jsou to klinopyroxen a ilmenit. Výsledkem jsou nerovnovážné minerální asociace. Některé amfiboly metadoleritů dokonce vznikaly uralitizací klinopyroxenu ještě před regionální metamorfózou. Hydrotermální proces mohl sám umožnit vznik asociace minerálů nižší facie zelených břidlic, jako jsou minerály epidotové řady, aktinolit, titanit, albit, chlorit a kalcit. Tyto minerály nevykazují žádnou preferenční orientaci růstu, jak by se mohlo očekávat u synorogenní metamorfózy. Žádnou preferenční orientaci růstu (až na primární fluidální uspořádání) nevykazují ani plagioklasové fenokrysty zcela nahrazené albitem. Spilitizace a výše teplotní hydrotermální alterace je tedy přibližně souběžná (saussuritizace současně s albitizací plagioklasu). Karbonatizace je poněkud pozdější (vezikuly bývají nejprve vyplněny chloritem, až později kalcitem), a projevuje se zaprvé zatlačováním albitického plagioklasu kalcitem a srážením kalcitu v pórových prostorech (amygdalách a mezerní hmotě) vulkanoklastických hornin. Srážení kalcitu souvisí s cirkulací hydrotermálních fluid, s rozkladem primárních minerálů a uvolňováním vápníku do vodního prostředí. Tyto chemické změny primárního složení vulkanitů úzce souvisí se vznikem Fe-ložisek v jižní části SHP. Uvolňování chemických složek z tělesa vulkanického komplexu (Fe, Si, Ca, Mg, ale možná i jinak nemobilního Al) dalo vzniknout chloritickým zásaditým Fe-rudám a kyselým rudám složeným z hematitu, magnetitu a křemene, sideritu v karbonátových žilách a dolomitu ve vápencích. Z toho vyplývá, že hlavní změny chemického složení probíhaly v pozdních stádiích krystalizace horniny na styku s mořskou vodou a v etapě, kdy horninami kolovaly hydrotermální roztoky spjaté s aktivní vulkanickou činností i jejím dozníváním. S alteračními procesy a velmi slabou regionální metamorfózou může být spjat růst muskovitu a části chloritu v intenzivně deformovaných střížných zónách.

Efekt alterace byl kvantifikován pomocí některých geochemických metod. Metoda Large et al. (2001) slouží primárně k určení charakteru a intenzity alterace. Jako alternativu k této metodě byla zvolena technika NORMAT (Piché a Jébrak, 2004). Tato metoda naopak lépe zohledňuje primární složení hornin a na studovaných vzorcích metabazitů ukázala větší rozsah chemických alterací. Obě metody byly využity pro nalezení potenciálně nejméně a nejvíce alterovaných vulkanitů pro geochemické určení geotektonické pozice vzniku vulkanitů.

Geochemie nemobilních stopových prvků u slaběji alterovaných hornin prozrazuje slabě až středně alkalickou povahu devonského vulkanismu jižní části SHP. Jak ukazují křivky REE, primární magmata tohoto komplexu vznikala ve větší hloubce nízkým stupněm tavení pláště obohaceného o inkompatibilní prvky. Tento závěr je konzistentní se závěry geochemických studií metabazitů z Dražanské vrchoviny (Hanžl, 1999) i alkalických metavulkanitů z vrbenské skupiny (Janoušek et al., 2006). Janoušek et al. (2006) interpretují dvě skupiny vulkanitů, z nichž první skupina je tvořena bazalty-andezity a ryolity a má znaky suprasubdukčního vulkanismu s charakteristickými Nb anomáliemi a zvýšenými LILE a jejichž ε^{390}_{Nd} je +3,3 (vzniklé z LREE středně ochuzeného plášťového zdroje). Druhá skupina vulkanitů je tvořena alkalickými bazalty až komendiity bez negativní Nb anomálie. Hodnota ε^{390}_{Nd} u alkalických bazaltů této série je +6,9 a pochází ze silně ochuzeného plášťového zdroje. Druhá skupina je interpretována jako vulkanická asociace riftové zaobloukové pánve.

Hanžl (1999) v závěrech přisuzuje vulkanismus Dražanské vrchoviny kontinentálnímu riftu. Tento závěr ostatně zastává i Přichystal (1985) v případě metabazitů SHP.

Horniny jižní části SHP nevykazují podle absence Nb-Ta negativní anomálie znaky suprasubdukčního prostředí vzniku. Sm-Nd analýza $\varepsilon^{390}_{Nd}=+5,09$ (Kachlík, nepublikováno) ukazuje na zdroj ve středně ochuzeném plášti, nicméně relativně nízká hodnota Zr/Nb~5,8 naznačuje, že plášť byl o nekompatibilní prvky před tavením primárních magmat obohacen.

Zjištěné geochemické charakteristiky plášťového zdroje i metabazitů jsou v souladu se zjištěními Kachlíka a Pina (2008), kteří se souhrnně věnují bimodálnímu vulkanismu devonu až spodního karbonu v moravskoslezské oblasti. Autoři se v té době spíše než k Janouškovi et al. (2006) přiklání k názoru, že vulkanismus rhenohercynské zóny,

moldanubika a kratonické části Baltiky v té době souvisí s aktivitou plášťového chocho-
lu a s ní spjatou extenzí, jak navrhuje Franke (2006).

Žádná z analýz podle diferenčních diagramů nevykazuje znaky typické zaoblou-
kové pánve (Cabanis a Lecolle, 1989). Naopak mají afinitu tholeiitických či alkalických
bazaltů vnitrodeskového vulkanismu (Verma a Agrawal, 2011; Wood, 1980; Pearce a
Norry, 1979). Jejich vazba na zaobloukové prostředí je ovšem pravděpodobná i přes
absenci Nb-Ta anomálie. Vznik přechodných až středně alkalických bazaltů podobných
bazaltům oceánských ostrovů (OIB-like) bez typické Nb-Ta negativní anomálie není v
zaobloukovém prostředí nemožný. Smedley (1986) například popisuje pozdně paleozo-
ické vulkanity podobného složení z Midland Valley ve Skotsku a interpretuje je jako
produkty tavení svrchní astenosféry plášťového klínu při plášťovém diapirismu vyvola-
ném subdukující oceánskou deskou. To má za následek ztenčování litosféry a pasivní
rifting. Søger et al. (2013) zase popisují pleistocenní a holocenní přechodné až alkalic-
ké bazalty bez Nb-Ta anomálie andské zaobloukové pánve v Patagonii jako výsledek
tavení svrchního pláště po výstupu horké astenosféry při ústupu subdukční zóny desky
Nazca směrem do oceánu. Alkalickému vulkanismu zde předcházela miocenní subalka-
lický zaobloukový vulkanismus s Nb-Ta negativní anomálií.

Protože existují důkazy, že se v zaobloukovém prostředí mohou vznikat i alkalické
bazalty bez geochemických signatur magmat ostrovních oblouků a protože devonská
extenze v moravskoslezské oblasti úzce předchází variské kolizi, jako nejpřijatelnější
řešení se zdá názor Janouška et al. (2006) navrhuující zaobloukové prostředí devonského
vulkanismu moravskoslezské oblasti.

7 Závěry

Výsledkem geologického s strukturního mapování, petrografického studia a geochemie metavulkanitů jsou následující závěry:

- 1) Devonský vulkanický komplex (stáří ems až ?famen) je budován slabě metamorfovanou sekvencí submarinních vulkanitů. Převažují explozivní produkty v podobě lapillových metabrekcií až lapillových metatufů, méně jsou zastoupeny efuzivní vulkanické produkty v podobě polštářových láv až lávových příkrovů. Komplex je prostoupen pravými a ložními žilami metadoleritů. Středně devonské břidlice stínavsko-chabičovského souvrství jsou přítomny uvnitř vulkanického komplexu jen v malých mocnostech v okolí Chabičova.
- 2) Při severním okraji komplexu jsou přítomny gravitačně netransportované lapillové tufy v asociaci s peperity jako produkty reakce mezi sedimentem či vulkanoklastiky a horkou lávou. Jedná se zřejmě o jedno z vulkanických center v průběhu budování podmořského vulkánu.
- 3) Vulkanické horniny prodělaly řadu chemických změn, jakými jsou spilitizace, karbonatizace a sericitizace. Spilitizace metadoleritů mohla probíhat ještě před úplným utuhnutím magmatu a úzce na ni navazuje hydrotermální alterace. Tyto procesy daly vzniknout nerovnovážné minerální asociaci s klinopyroxenem, ilmenitem a minerály facie zelených břidlic (minerály epidotové řady, aktinolit, titanit, albit, chlorit a kalcit). Karbonatizace je pozdější, spojena s nížeteplotní hydrotermální alterací a uvolněním vápníku z primárních minerálů. Slabá regionální metamorfóza je spjata se sericitizací (K-matasomatózou) a vznikem chloritu v rovině metamorfní foliace
- 4) Primární složení vulkanitů odpovídá slabě až středně alkalickým bazaltům. Geochemické rysy vulkanitů naznačují, že vznikly nízkým stupněm parciálního tavení středně ochuzeného pláště, obohaceného ještě před tavením o inkompatibilní prvky a LREE, v relativně velké hloubce. Koncentrace stopových prvků a REE dokazují podobnost s bazalty oceánských ostrovů (OIB). Geochemie vulkanitů neodpovídá běžným zaobloukovým bazaltům díky absenci negativní anomálie Nb-Ta (Ti). Dle diferenciačních diagramů náleží vnitrodeskovým převážně alkalickým bazaltům.
- 5) Devon SHP v okolí Šternberka je tvořen minimálně třemi šupinami, které byly nasouvány k západu na mladší spodnokarbonské hornobenešovské droby. Bě-

hem této deformace se zejména při bázi násunu vytváří k jv. zapadající ploše až středně ukloněná foliace a lineace L1 sz.–jv. směru. V blízkosti násunové plochy došlo k překocení vrstevního sledu. Nejmladší svrchnodevonsko-spodnokarbonské ponikevské radiolaritové břidlice, které tvoří nejspodnější tektonickou šupinu, se dostávají do tektonického podloží devonských vulkanitů, které tvoří další nejméně dvě šupiny oddělené pruhem spodnokarbonských drob a reliktem moravsko-berounských vápnitých brekcií a slepenců.

- 6) V mladší fázi byla starší stavba komplexu převrátněna sv. až ssv–jjz. vrásami, které místy doprovází lineace protažení převážně s plochými úklony k SV. V dostatečně anizotropních litologiích vznikají pásy zalomení indikující sz.–jv. kompresi.
- 7) Stupeň zachování foliace F1 a lineace L1 závisí na lokálním napětovém režimu při druhé fázi deformace. V jihovýchodní části zůstávají oba strukturní prvky zachovány, zatímco v severní části je L1 je rotována do mladšího strukturního směru SSV–JJZ.
- 8) Východní okraj struktury je ryze tektonický, se silně redukováným ponikevským, případně andělskohorským souvrstvím. Západní okraj metabazitů tvoří tektonicky redukováná sekvence ponikevského souvrství. Násun je tedy lokalizován zejména do reologicky měkkých ponikevských břidlic, které byly zčásti Dvořákem (1996) zaměněny s andělskohorskými břidlicemi, které měly mít na devonské vulkanické elevaci anomálně malé mocnosti.

8 Použitá literatura

AGRAWAL, S., GUEVARA, M., VERMA, S. P. (2008). Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. *International Geology Review*, **50**, 1057-1079.

AMSTUTZ, G. C. (1974). Spilites and spilitic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 482 str.

ÁRKAI, P., SASSI, F. P., DESMONS, J. (2007) Very low- to low-grade metamorphic rocks. In: D Fettes, J Desmons (eds): *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 36-42.

ARMBRUSTER, T., BONAZZI, P., AKASAKA, M., BERMANEC, V., CHOPIN, CH., GIERÉ, R., HEUSS-ASSBICHLER, S., LIEBSCHER, A., MENCHETTI, S., PAN, Y., PASERO, M. (2006). Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *European Journal of Mineralogy*, **18**, 551-567.

BARTH, V. (1960). Devonský vulkanismus Šternbersko-hornobenešovského pásma v Nížkém Jeseníku. *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Scientiarum I: Geographica, geologica, biologica*, **1**, 5-131.

BUSBY-SPERA, C. J., WHITE, J. D. L. (1987). Variation in peperite textures associated with differing host sediment properties. *Bulletin of Volcanology*, **49**, 765-776.

CABANIS, B., LECOLLE, M. (1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8; un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram; a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Sciences de la Terre*, **309**, 2023-2029.

CARDOZO, N., ALLMENDINGER, R.W. (2013) Spherical projections with OSXStereonet. *Computers and Geosciences*, **51**, 193-205.

COCKS, L. R. M., FORTEY, R. A. (1982). Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain. *Journal of the Geological Society*, **139**, 465–478.

COCKS, L. R. M. (2002). Key lower palaeozoic faunas from near the trans-European Suture Zone. In: WINCHESTER, J. A., PHARAOH, T. C., VERNIERS, J. (eds) *Palaeozoic amalgamation of Central Europe*. Geological Society, London, Special Publications, **201**, 37–46.

CROWLEY, Q. G., FLOYD, P. A., WINCHESTER, J. A., FRANKE, W., HOLLAND, G. (2000). Early Palaeozoic rift-related magmatism in Variscan Europe: fragmentation of the Armorican Terrane Assemblage. *Terra Nova*, **12**, 171–180.

ČÍŽEK, P., TOMEK, Č. (1991). Large scale thin skinned tectonics in the eastern boundary of the Bohemian Massif. *Tectonics*, **10**, 273-286.

DUDEK, A. (1980). The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. *Rozprawy Československé akademie věd*, **90**, 3-85 .

DVOŘÁK, J. (1994). Geology of the Paleozoic rocks of the Šternberk-Horní Benešov Zone (Nízký Jeseník Mts., Northern Moravia). *Sborník geologických věd, Geologie*, **46**, 57-101.

ENGEL, W., FRANKE, W. (1983). Flysch sedimentation: its relations to tectonism in the European Variscides. In: MARTIN, H., EDER, F. W. (eds) *Intracontinental Fold Belts*. Springer, Berlin, 289–322.

FINGER, F., STEYRER, H. P. (1995). A tectonic model for the eastern Variscides: Indication from a chemical study of amphiboles in the south-eastern Bohemian Massif. *Geologica Carpathica*, **46**, 137-151.

FISHER, R. V. (1961). Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **72**, 1409-1414.

FLOYD, P. A. (1995). Igneous activity: Basaltic volcanism in the Rhenohercynian zone. In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W., WEBER, K. (eds.) *Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe*. Springer-Verlag, Berlin, 59-81.

FRANKE, W. (1989). Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of Central Europe. In: DALLMEYER, R. D. (eds.) *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic orogens*. Geological Society of America Special Paper, **230**, 67–90.

FRANKE, W. (2006). The Variscan orogen in Central Europe: construction and collapse. In: GEE D. G., STEPHENSON R. A. (eds.) *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, Memoirs, **32**, 333-343.

FRANKE, W. (2000). The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic extension. In: FRANKE, W., ALTHERR, R., HAAK, V., ONCKEN, O., TANNER, D. (eds.) *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geological Society, London, Special Publications, **179**, 35–61.

FRIEDL, G., FINGER, F., MCNAUGHTON, N. J., FLETCHER, I. R. (2000). Deducing the ancestry of terranes: SHRIMP evidence for South America derived Gondwana fragments in central Europe. *Geology*, **28**, 1035–1038.

HANŽL, P. (1999). Geochemie devonských bazických vulkanitů u Stínavy (Drahanská vrchovina). *Přírodovědné studie Muzea Prostějovska*, **2**, 49–55.

HARTLEY, A. J., OTAVA, J. (2001). Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: The Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. *Journal of the Geological Society*, **158**, 137–150.

HEY, M. H. (1954). A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, **30**, 277–292.

HEKINIAN, R. (1982). *Petrology of ocean floor*. Elsevier, Amsterdam, 393 str.

CHÁB, J., BREITR, K., FATKA, O., HLADIL, J., KALVODA, J., ŠIMŮNEK, Z., ŠTORCH, P., VAŠÍČEK, Z., ZAJÍC, J., ZAPLETAL, J. (2008). *Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu*. Vydavatelství České geologické služby, Praha, 283 str.

CHLUPÁČ, I. (1965). Paleontologický výzkum středoděvonské lokality Chabíčov v Nížkém Jeseníku. *Časopis pro mineralogii a geologii*, **10**, 429-436.

CHLUPÁČ, I. (1969). Revisions of the Middle Devonian trilobites from Horní Beňšov in the Nížký Jeseník Mts. (Moravia). *Sborník geologických věd, Geologie*, **10**, 67-103.

CHLUPÁČ, I., BRZOBOHATÝ, R., KOVANDA, J., STRÁNÍK, Z. (2002). Geologická minulost České republiky, Academia, Praha, 436 str.

IRVINE, T. N., BARAGAR, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**, 523-548.

ISAAC, K. P., SELWOOD, E. B., SHAIL, R. K. (1998). Devonian. In: SELWOOD, E.B., DURRANCE, E.M., BRISTOW, C. M. (eds) *The geology of Cornwall*. University of Exeter Press, 31-64.

ISHIKAWA, Y., SAWAGUCHI, T., IWAYA, S., HORIUCHI, M. (1976). Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes. *Mining Geology*, **26**, 105-117.

JANOŠEK, V., HANŽL, P., AICHLER, J., PECINA, V., ERBAN, V., WILIMSKÝ, D., ŽÁČEK, V., MIXA, P., BURIÁNKOVÁ, K., PUDILOVÁ, M., CHLUPÁČOVÁ, M. (2006). Contrasting petrogenesis of two volcanic suites in the Devonian Vrbno Group (Hrubý Jeseník Mts., Czech Republic). *GeoLines*, **20**, 57-59.

KACHLÍK, V., PIN, CH. (2008). Geochemistry and Sm-Nd systematics of the Devonian to Lower Carboniferous volcanics in the Moravo-Silesian Zone, Bohemian Massif, and their geodynamic significance. In: KÖNIGSHOF, P., LINNEMANN, U. (eds.) *Final Meeting of IGCP 497 and IGCP 499, Abstracts and Programme*. The International Geoscience Programme of the UNESCO and the IUGS, 189-191.

KALVODA J. (2001). Upper Devonian-Lower Carboniferous foraminiferal paleobiogeography and Perigondwana terranes at the Baltica-Gondwana interface. *Geologica Carpathica*, **52**, 205–215.

KALVODA, J., BÁBEK, O., FATKA, O., LEICHMANN, J., MELICHAR, R., NEHYBA S., ŠPAČEK P. (2008) Brunovistulian terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: a review. *International Journal of Earth Science*, **97**, 497–518.

KETTNER, R. (1939). Příspěvek k poznání geologie a paleontologie chabíčovského devonu. *Rozpravy II. Třídy České Akademie*, **7**, 1–17.

KOPECKÁ, L. (2012). Mineralogie železných rud typu Lahn-Dill ve Šternbersko-hornobenešovském pruhu. Diplomová Práce. Univerzita Palackého, Přírodovědecká fakulta, Olomoc, 90 str.

KÖNIGSHOF, P., NESBOR, H.-D., FLICK, H. (2010). Volcanism and reef development in the Devonian: A case study from the Lahn syncline, Rheinisches Schiefergebirge (Germany). *Gondwana Research*, **17**, 264-280.

LA ROCHE (DE), H., ROCCI, G., JUTEAU, TH. (1964). Essai de caractérisation chimique des associations spilitiques. In: AMSTUTZ, G. C. (ed.) *Spilites and Spilitic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 39-58.

LARGE, R. R., GEMMEL, J. B., PAULICK, H., HUSTON, D. L. (2001). The Alteration Box Plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulphide deposits. *Economic geology*, **96**, 957-971.

LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., LE BAS, M. J., BONIN, B., BATEMAN, P., BELLINI, G., DUDEK, A., EFREMOVA, S., KELLER, J., LAMEYRE, J., SABINE, P. A., SCHMID, R., SØRENSEN, H., WOOLEY, A. R. (2002). *Igneous rocks: A classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, Cambridge, 236 str.

LEAKE, B. E., WOOLLEY, A. R., ARPS, CH. E. S., BIRCH, W. D., GILBERT, M. CH., GRICE, J. D., HAWTHORNE, F. C., KATO, A., KISCH, H. J., KRIVOVICHEV, V. G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J. A., MARESCH, W. V., SCHUMACHER, J. C., SMITH, D. C., STEPHENSON, N. C. N, UNGARETTI, L., WHITTAKER, E. J. W., YOUZHI, G. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*, **35**, 219-246.

LEICHMAN, J., HÖCK, V. (2001). The Brunovistulicum: A Gondwana derived terrain accreted to Baltica. In: PHARAOH, T. C., GEE, D. (eds) *EUROPROBE Meeting Neoproterozoic–Early Palaeozoic Time-Slice Symposium: Orogeny and Cratonic Response on the Margins of Baltica*. Abstracts. Middle East Technical University, Ankara, 37–38.

LETERRIER, J., MAURY, R. C., THONON, P., GIRARD, D., MARCHAL, M. (1982). Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, **59**, 139-154.

MELICHAR, R., BUČEK, Z. (1994). Tektonika jižní části Šternbersko-hornobenešovského pruhu v Nížkém Jeseníku. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1993*, 45-47.

MERRIMAN, R. J., EVANS, J. A., LEVERIDGE, B. E. (2000). Devonian and Carboniferous volcanic rocks associated with the passive margin sequences of SW England; some geochemical perspectives. *Geoscience in south-west England*, **10**, 77-85.

MESCHEDÉ, M. (1986). A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagrams. *Chemical Geology*, **56**, 207-218.

MIDDLEMOST, E. A. K. (1975). The basalt clan. *Earth-Science Reviews*, **11**, 337-364.

MISRA K. C. (2012). Introduction to Geochemistry: Principles and Applications. Wiley, 438 str.

MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A. K., GINZBURG, I.V., ROSS, M., SEIFEIT, F. A., ZUSSMAN, J. (1989). Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist*, **27**, 143-156.

Nance, R. D., Linnemann, U. (2008). The Rheic Ocean: origin, evolution, and significance. *GSA Today*, **18**, 4-12.

NANCE, R. D., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., KEPPIE, J. D., LINNEMANN, U., MURPHY, J. B., QUESADA, C., STRACHAN, R. A., WOODCOCK, N. H. (2010). Evolution of the Rheic ocean. *Gondwana Research*, **17**, 194-222.

NAWROCKI, J., ŻYLIŃSKA, A., BUŁA, Z., GRABOWSKI, J., KRZYWIEC, P., POPRAWA, P. (2004). Early Cambrian location and affinities of the Brunovistulian terrane (Central Europe) in the light of palaeomagnetic data. *Journal of the Geological Society*, **161**, 513–522

PATOČKA, F., VALENTA, J. (1996). Geochemistry of the Late Devonian intermediate to acid metavolcanic rocks from the southern part of the Vrbno Group, the Jeseníky Mts. (Moravo-Silesian Belt, Bohemian Massif, Czech Republic): paleotectonic implications. *GeoLines*, **4**, 42-56.

PEARCE, J. A. (1982). Trace element characteristic of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R. S. (ed.) *Orogenetic Andesites and related rocks*. Wiley, Chichester, 528-548.

PEARCE, J. A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: WYMAN, D. A. (ed.) *Trace element geochemistry of volcanic rocks: application for massive sulphide exploration*. Geological Association of Canada, Short course notes, **12**, 79–113.

PEARCE, J. A., CANN, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**, 290-300.

PEARCE, J. A., NORRY, M. J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**, 33-37.

PELIKAN, A. (1898). Über die mährisch-schleisische Schalsteinformation. *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien*, **107**, 547-608.

PHARAOH, T. C. (1999). Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics*, **314**, 17-41.

PICHÉ, M. (2001). Une introduction à l'utilisation des minéraux normatifs pour quantifier l'altération hydrothermale associée aux gisements de SMV et aurifères. Geochemistry Workshop, Québec Prospectors Association, 27th Annual Convention, 29 str.

PICHÉ, M., JÉBRAK, M. (2004). Normative minerals and alteration indices development for mineral exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, **82**, 59-77.

PRACHT, M. (2000). Controls on magmatism in the Munster Basin, SW Ireland. Geological Society, London, Special Publications, **180**, 303-317.

PŘICHYSTAL, A. (1985): Spilit-keratofyrový vulkanismus šternbersko-hornobenešovského pruhu v Nížkém Jeseníku. Kandidátská disertační práce. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Praha, 219 str.

PŘICHYSTAL, A. (1996). Moravskoslezské bradlové pásmo. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1995*, 113-118.

PUDA, S., VALENTA, J. (1984). Janovice-Ruda - preliminary prospection (in Czech). In: *Sborník referátů z jednání KRB pro rozvoj rudního geofyzikálního průzkumu v Jeseníkách*. Geofyzika st. p., Brno. 85-90.

RÖHLICH, P. (1958). Příspěvek ke stratigrafii, paleontologii a tektonice severomoravského devonu. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, **1**, 77-101.

SMEDLEY, P. L. (1986) The relationship between calc-alkaline volcanism and within-plate continental rift volcanism: evidence from Scottish Palaeozoic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, **76**, 113-128.

SØAGER, N., HOLM, P. M., LLAMBÍAS, E. J. (2013). Payenia volcanic province, southern Mendoza, Argentina: OIB mantle upwelling in a backarc environment. *Chemical Geology*, **349-350**, 36-53.

SHAIL, R. K., LEVERIDGE, B. E. (2009). The Rhenohercynian passive margin of SW England: development, inversion and extensional reactivation. *Comptes Rendus Geoscience*, **341**, 140-155.

SCHERMERHORN, L. J. G. (1973). What is keratophyre?. *Lithos*, **6**, 1-11.

STYLES, M. T., COOK, C. A., HOLDSWORTH, R. E. (2000). The geology of the Lizard Complex: 100 years of progress. *Geoscience in south-west England*, **10**, 92-98.

SUESS, F. E. (1912). Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. *Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe*, **88**, 541—631.

SUN, S. S., McDONOUGH, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A. D., NORRY, M. J. (eds.) *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 313-345.

SVERJENSKY, D. A. (1984). Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth and Planetary Science Letters*, **67**, 70-78.

TAIT, J. A., FRANKE, W., BACHTADSE, V., SOFFEL, H. (1997). Geodynamic evolution of the European Variscan Foldbelt: Palaeomagnetic and geological constraints. *Geologische Rundschau*, **86**, 585-598.

VALLACE, T.G. (1960). Concerning spilites. *Proceedings of the Linnean Society of New South Wales*, **85**, 8-52.

VERMA, S. P., AGRAWAL, S. (2011). New tectonic discrimination diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of high field strength elements and implications for petrogenetic processes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **28**, 24-44.

WARD, C. D., MCARTHUR, J. M., WALSH, J. N. (1992) Rare earth element behaviour during evolution and alteration of the Dartmoor Granite, SW England. *Journal of Petrology*, **33**, 785-815.

WHITE, J. D. L., HOUGHTON, B. F. (2006) Primary volcanoclastic rocks. *Geology*, **34**, 677-680.

WILLIAMS, E. A., SERGEEV, S. A., STASSEL, I., FORD, M., HIGGS, K. T. (2000). U-Pb zircon geochronology of silicic tuffs and chronostratigraphy of the earliest Old Red Sandstone in the Munster Basin, SW Ireland. Geological Society, London, Special Publications, **180**, 269-302.

WINCHESTER, J. A., FLOYD, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**, 325-343.

WOOD, D. A. (1980). The application a Th-Hf-Ta diagram and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, **50**, 11-30.

ZANE A., WEISS Z. (1998). A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rendiconti Lincei, Scienze Fisiche e Naturali*, **9**, 51-56.

ŻELAŻNIEWICZ A. (1998). Rodinian-Baltican link of the Neoproterozoic orogen in southern Poland. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, **42**, 509-515.

9 Přílohy

9.1 Příloha I. Geologická mapa SHP v severním okolí Šternberka

Přiložena volně

9.2 Příloha II. Mapa strukturních měření

Přiložena volně

9.3 Příloha III. Seznam strukturních měření

dokum. bod	hornina	sedimentární foliace		metamorfní foliace nebo kliváž		pásky zalomení		vrásová osa		lineace	
		směr	sklon	směr	sklon	směr	sklon	směr	sklon	směr	sklon
1	lapillový metatuf	-	-	104	21	-	-	-	-	-	-
2	lapillový metatuf	-	-	105	22	-	-	-	-	-	-
3	lapillový metatuf	-	-	113	27	-	-	-	-	-	-
4	jemnozrnná droba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5	středně zrnitá droba	90	41	111	32	-	-	-	-	-	-
6	krystalický vápenec	86	18	-	-	-	-	-	-	-	-
7	lapillový metatuf až lapillová metabrekcie	-	-	112	78	-	-	101	23	-	-
8	lapillový metatuf s krystaly	-	-	81	63	-	-	-	-	-	-
9	lapillový metatuf	-	-	114	29	-	-	-	-	120	27
10	popelový metatuf	-	-	113	32	-	-	-	-	-	-
11	lapillový metatuf	-	-	117	45	-	-	-	-	-	-
12	popelový až lapillový metatuf	-	-	83	27	-	-	-	-	-	-
13	afanitický metabazalt	-	-	99	67	-	-	-	-	-	-

14	lapillový metatuf až lapillová metabrekcie	-	-	101	32	-	-	-	-	-	-
15	lapillový metatuf až lapillová metabrekcie	-	-	104	36	-	-	-	-	157	18
16	lapillový metatuf	-	-	94	33	-	-	-	-	-	-
17	jílovitá břidlice	-	-	110	36	-	-	-	-	-	-
18	lapillový metatuf až lapillová metabrekcie	-	-	111	45	288	77	-	-	148	32
19	lapillový metatuf s krystaly	-	-	112	47	-	-	-	-	150	29
20	lapillový metatuf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
21a	středně zrnitá droba s vloz- kami břidlic	51	51	-	-	252	42	-	-	-	-
21b	lapillová metabrekcie až porfyrický metabazalt	-	-	270	51	-	-	-	-	-	-
22a	lapillový metatuf až lapillová metabrekcie s krystaly	-	-	95	57	-	-	-	-	-	-
22b	popelový metatuf	-	-	112	50	-	-	-	-	148	38
23	lapillový metatuf až lapillová metabrekcie	-	-	118	63	-	-	-	-	-	-
24a	lapillový metatuf	-	-	110	45	-	-	-	-	-	-
24b	lapillový metatuf	-	-	128	33	293	81	-	-	-	-
25a	porfyrický metabazalt	-	-	129	67	-	-	-	-	39	10
25b	lapillový metatuf	-	-	135	83	-	-	41	0	-	-
25c	jílovitá břidlice	-	-	147	67	-	-	49	21	34	14
26	lapillový metatuf	-	-	106	48	-	-	-	-	-	-
27	lapillový metatuf	-	-	105	34	-	-	-	-	-	-
28	lapillový metatuf	-	-	86	38	-	-	-	-	-	-

29	lapillový metatuf	-	-	115	36	-	-	-	-	-	-
30	hrubozrnná droba	65	9	100	18	-	-	-	-	-	-
31	křemenné brekcie s valouny mikritových vápenců	-	-	144	32	-	-	-	-	-	-
32	lapillový metatuf	-	-	137	18	-	-	-	-	-	-
33	lapillový metatuf	-	-	131	23	-	-	155	23	137	17
34	lapillový metatuf	-	-	139	20	-	-	-	-	-	-
35	lapillový metatuf	-	-	130	23	-	-	-	-	-	-
36	lapillový metatuf	-	-	-	-	-	-	128.5	14.5	-	-
37	lapillový metatuf	-	-	-	-	-	-	116.9	16.4	-	-
38	lapillový metatuf	-	-	135	31	-	-	-	-	140	23
39	lapillový metatuf až lapillová metabrekcie	-	-	160	43	-	-	-	-	126	32
40	lapillový metatuf	-	-	144	37	-	-	-	-	-	-
41	afanitický metabazalt	-	-	94	32	-	-	-	-	-	-
42	lapillový metatuf s krystaly	-	-	104	26	-	-	-	-	-	-
43	lapillový metatuf	-	-	119	23	-	-	-	-	86	7
44	lapillový metatuf	-	-	122	22	-	-	-	-	-	-
45	jílovitá, břidlice s vložkami jemnozrnných drob	93	49	111	68	-	-	-	-	-	-
46	prachovcová břidlice až jemnozrnná droba	124	85	-	-	-	-	-	-	-	-
47	metabrekcie až afanitický metabazalt	-	-	122	38	-	-	-	-	-	-
48	lapillový metatuf	-	-	90	52	-	-	-	-	-	-

49	porfyrický metadolerit	-	-	113	61	-	-	-	-	219	30
50	porfyrický metadolerit	-	-	105	57	-	-	-	-	-	-
51	lapillový metatuf	-	-	104	36	-	-	-	-	-	-
52	lapillový metatuf	-	-	90	45	-	-	-	-	-	-
53	porfyrický metadolerit	-	-	87	15	-	-	-	-	-	-
54	porfyrický metadolerit	-	-	-	-	-	-	-	-	86	56
55	jílovitá břidlice	-	-	88	52	-	-	221	11	-	-
56	slabě porfyric- ký metadolerit	-	-	108	18	-	-	-	-	-	-
57	slabě porfyric- ký metadolerit	-	-	122	32	-	-	-	-	-	-
58	slabě porfyric- ký metadolerit	-	-	88	22	-	-	-	-	-	-
59	metatuf až metabazalt	-	-	116	36	-	-	-	-	114	29
60	metatuf až metabazalt	-	-	83	32	-	-	-	-	-	-
61	metatuf až metabazalt	-	-	81	36	-	-	-	-	-	-
62	metatuf až metabazalt	-	-	113	32	-	-	-	-	-	-
63	metatuf až metabazalt	-	-	97	27	-	-	-	-	-	-
64	popelový až lapillový metatuf	-	-	128	32	-	-	-	-	-	-
65	lapillový metatuf	-	-	90	14	-	-	-	-	65	14
66	afanitický metadolerit	-	-	83	20	-	-	-	-	-	-
67	afanitický metadolerit	-	-	100	21	-	-	-	-	-	-
68	porfyrický metadolerit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
69	lapillový metatuf	-	-	97	16	-	-	-	-	-	-
70	lapillový metatuf	-	-	133	17	-	-	-	-	-	-
71	lapillový metatuf	-	-	115	24	-	-	-	-	-	-
72	lapillový metatuf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

73	popelový až lapillový metatuf	-	-	110	20	-	-	-	-	114	16
74	lapillový až aglomerátový metatuf	-	-	110	17	-	-	-	-	-	-
75	jemnozrnné droby, jílovité břidlice	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
76	lapillový metatuf	-	-	126	32	-	-	-	-	-	-
77	lapillová metabrekcie	-	-	119	23	-	-	-	-	126	18
78	aglomerátový metatuf až metabazalt	-	-	136	23	-	-	-	-	-	-
79	popelový metatuf	-	-	176	41	-	-	-	-	-	-
80	lapillový metatuf	-	-	176	32	-	-	-	-	-	-
81	lapillový metatuf	-	-	158	29	-	-	-	-	-	-
82	afanitický metabazalt	-	-	338	29	-	-	-	-	-	-
83	jemnozrnná droba	23	35	104	32	-	-	-	-	-	-
84	středně zrnité droby s vložkami břidlic	-	-	88	45	-	-	-	-	-	-
85	afanitický metabazalt	-	-	158	23	-	-	-	-	-	-
86	lapillový metatuf	-	-	164	27	-	-	-	-	-	-
87	lapillový metatuf	-	-	90	41	-	-	-	-	74	32
88	lapillový metatuf	-	-	119	27	-	-	-	-	-	-
89	mikritový vápenec	-	-	122	32	-	-	-	-	-	-
90	jílovitá břidlice se silicity	-	-	95	26	-	-	-	-	-	-
91	jílovitá břidlice se silicity	-	-	115	32	-	-	-	-	-	-
92	jílovitá břidlice se silicity	-	-	108	50	-	-	-	-	-	-
93	mikritový vápenec s vložkami břidlic	-	-	140	52	-	-	-	-	-	-

94	mikritový vápenec s vločkami břidlic	-	-	141	45	-	-	-	-	-	-
95	jílovitá břidlice	130	16	126	43	-	-	-	-	-	-
96	středně zrnitá droba	-	-	128	72	-	-	-	-	-	-
107	lapillový metatuf	-	-	85	16	-	-	-	-	-	-
108	metabrekcie až metabazalt (polštářová láva)	-	-	97	63	-	-	-	-	-	-
109	břidlice s laminami jemnozrnných drob	-	-	106	36	-	-	33	16	-	-
110	jílovitá břidlice	-	-	108	36	-	-	-	-	-	-
111	hrubozrnná droba	108	45	75	34	-	-	-	-	-	-
112	jílovitá břidlice	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
113	středně zrnitá droba	103	27	-	-	-	-	-	-	-	-
114	lapillový metatuf až lapillová metabrekcie	-	-	360	20	-	-	-	-	347	11
115	lapillový metatuf	-	-	99	48	-	-	-	-	-	-
116	lapillový metatuf	-	-	108	41	-	-	-	-	-	-
117	afanitický metabazalt (polštářové lávy)	-	-	110	45	-	-	-	-	131	41
118	lapillový metatuf	-	-	126	59	-	-	-	-	122	18
119	středně zrnitá droba	-	-	71	23	-	-	-	-	-	-
120	břidlice s vločkami středně zrnitých drob	119	54	103	18	-	-	-	-	-	-
121	břidlice s vločkami středně zrnitých drob	122	54	90	25	-	-	-	-	-	-
122	metabrekcie až metabazalt	-	-	122	20	-	-	-	-	-	-
123	lapillový metatuf až lapillová metabrekcie	-	-	123	32	-	-	-	-	72	14

124	lapillový metatuf	-	-	128	23	-	-	-	-	108	12
125	afanitický metabazalt	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
126	lapillový metatuf	-	-	180	52	-	-	-	-	-	-
127	mikritový vápenec s metabazitovými lapilli	-	-	123	38	-	-	94	32	102	32
128	jílovitá břidlice	-	-	153	27	-	-	-	-	-	-
129	lapillový metatuf	-	-	76	23	-	-	-	-	101	23
130	lapillový metatuf	-	-	80	14	-	-	-	-	103	18
131	popelový metatuf	-	-	90	20	-	-	-	-	-	-
132	afanitický metabazalt	-	-	133	18	-	-	-	-	-	-
133	lapillový metatuf	-	-	129	18	-	-	-	-	-	-
134	lapillový metatuf	-	-	101	45	-	-	-	-	122	35
135	lapillový metatuf	-	-	116	49	-	-	-	-	-	-
136	porfyrický metadolerit	-	-	-	-	-	-	-	-	100	16
137	lapillový metatuf	-	-	84	50	-	-	-	-	-	-
138	lapillový metatuf až lapillová metabrekcie	-	-	90	37	-	-	-	-	137	23
139	lapillový metatuf	-	-	104	40	-	-	-	-	-	-
140	lapillový metatuf až lapillová metabrekcie	-	-	113	39	-	-	-	-	75	23
141	lapillový metatuf	-	-	110	36	-	-	-	-	63	32
142	jílovitá břidlice s vložkami silicitů	147	52	126	41	-	-	-	-	-	-
143	jílovitá břidlice	-	-	103	41	-	-	-	-	-	-
144	jílovitá břidlice	-	-	104	45	-	-	-	-	-	-

145	mikritový vápenec s vločkami silicitů a jílovitých břidlic	-	-	104	50	-	-	-	-	-	-
146	jílovitá břidlice	-	-	97	41	-	-	-	-	-	-
147	hrubozrnná droba	67	45	-	-	-	-	-	-	-	-
148	hrubozrnná droba	85	36	-	-	-	-	-	-	-	-
149	středně zrnitá droba	-	-	91	50	-	-	-	-	-	-
150	středně zrnitá droba	-	-	94	42	-	-	-	-	-	-
151	středně zrnitá droba	-	-	86	25	-	-	-	-	-	-
152	prachovcová břidlice až jemnozrnná droba	-	-	74	27	-	-	50	8	-	-
153	středně zrnitá droba	-	-	79	27	-	-	23	18	-	-
154	středně zrnitá droba	86	50	-	-	-	-	-	-	-	-
155	afanitický metabazalt	-	-	354	9	-	-	-	-	342	11
156	lapillový metatuf	-	-	85	18	-	-	-	-	-	-
157	lapillový metatuf	-	-	128	32	-	-	-	-	142	28
158	středně zrnitá droba s vlož- kami jílovitých břidlic	139	36	57	27	-	-	-	-	-	-
159	středně zrnitá droba	-	-	50	30	-	-	-	-	-	-
160	středně zrnitá droba s lavice- mi jílovitých břidlic	117	32	98	30	-	-	-	-	55	23
161	středně zrnitá droba	-	-	55	36	-	-	-	-	-	-
162	středně zrnitá droba	326	79	53	43	-	-	-	-	-	-
163	mikritový vápenec	142	32	-	-	-	-	65	18	-	-

9.4 Příloha IV. Seznam výbrusů, litochemických a mikrosondových analýz

výbrus	hornina	geochemická analýza	mikrosondová analýza	zeměpisná šířka	zeměpisná délka
JR-01	vápnitá břidlice s grafitem	-	-	49°45'25.39"S	17°17'28.20"V
JR-02	sparitový až hrubozrnný krystalický vápenec s grafitem	-	-	49°45'25.39"S	17°17'28.20"V
JR-03	středně zrnitá polymiktní droba	-	-	49°45'42.99"S	17°17'05.41"V
JR-04	hrubozrnná polymiktní droba	-	-	49°45'42.99"S	17°17'05.41"V
JR-05	křemenný konglomerát s klasty vápence a s vápnitým tmelem	-	-	49°45'41.34"S	17°17'07.89"V
JR-06	porfyrický metadolerit	Ch-2	-	49°46'10.88"S	17°17'47.72"V
JR-07	porfyrický metadolerit	Ch-3	-	49°46'10.88"S	17°17'47.72"V
JR-08	afanitický metadolerit	Ch-4	-	49°46'08.28"S	17°17'23.75"V
JR-09	peperit s lapillovými klasty	Le-1	-	49°46'14.20"S	17°18'10.88"V
JR-10	porfyrický metabazalt bez amygdal	-	-	49°45'56.66"S	17°18'23.82"V
JR-11	lapillový metatuf s vyrosticemi plagioklasu	-	-	49°45'56.66"S	17°18'23.82"V
JR-12	jílovito prachovcová břidlice s laminami jemnozrnných drob	-	-	49°45'54.17"S	17°18'24.66"V
JR-13	drobno ž středně zrnitá droba s útržky břidlic	-	-	49°45'52.99"S	17°18'33.93"V
JR-14	středně zrnitá polymiktní droba	-	-	49°45'36.62"S	17°18'39.25"V
JR-15	vápnitý metatuf	-	-	49°46'16.04"S	17°16'20.88"V
JR-16	porfyrický metabazalt s amygdalami	Le-2	-	49°45'57.39"S	17°18'20.55"V
JR-17	sparitový vápenec s grafitem	-	-	49°43'18.27"S	17°18'07.50"V
JR-18	lapillový metatuf s kalcitovým tmelem	-	-	49°45'08.58"S	17°19'09.13"V
JR-19	peperit s amygdalami, útržky karbonátu a karbonátovým tmelem	-	-	49°45'10.30"S	17°19'10.29"V
JR-20	peperit s karbonátovým matrix	-	-	49°45'10.30"S	17°19'10.29"V
JR-21	jílovitá břidlice s laminami jemnozrnných drob	-	-	49°46'11.50"S	17°18'26.27"V
JR-22	jílovitá břidlice s laminami jemnozrnných pískovců	-	-	49°45'38.86"S	17°17'50.90"V
JR-23	jílovitá břidlice s laminami jemnozrnných drob	-	-	49°46'14.84"S	17°18'29.27"V
JR-24	metatuf	-	-	49°45'33.18"S	17°17'58.13"V
JR-25	porfyrický metabazalt s amygdalami	-	-	49°45'30.14"S	17°17'55.21"V
JR-26	peperit s kalcitovým tmelem	-	-	49°46'14.24"S	17°18'10.85"V
JR-27	křemenný prachovec	-	-	49°46'14.24"S	17°18'10.85"V
JR-28	metatuf	-	-	49°46'14.24"S	17°18'10.85"V
JR-29	jílovitá břidlice	-	-	49°46'14.24"S	17°18'10.85"V
JR-30	lapillový metatuf	-	-	49°46'14.24"S	17°18'10.85"V
JR-31	peperit, palagonitizovaný	-	-	49°46'14.24"S	17°18'10.85"V
JR-32	lapillový metatuf, peperit	-	-	49°46'14.24"S	17°18'10.85"V
JR-33	lapillový metatuf	-	-	49°46'14.24"S	17°18'10.85"V
JR-34	lapillový metatuf	-	-	49°46'14.24"S	17°18'10.85"V
JR-35	metatuf	-	-	49°46'14.24"S	17°18'10.85"V
JR-36	lapillový metatuf s kalcitovým tmelem	-	-	49°46'14.24"S	17°18'10.85"V
JR-37	vezikulární metabazalt	-	-	49°46'14.24"S	17°18'10.85"V
JR-38	jílovitá břidlice	-	-	49°46'14.24"S	17°18'10.85"V
JR-39	jílovitá břidlice s laminami jemnozrnných drob	-	-	49°46'29.70"S	17°17'09.96"V
JR-40	radiolaritová břidlice	-	-	49°46'29.70"S	17°17'09.96"V

JR-41	porfyrický metadolerit	Li-1	JR-41	49°45'03.62"S	17°19'07.59"V
JR-42	metabazalt	St-1	-	49°44'18.38"S	17°16'49.59"V
JR-43	afanitický metabazalt s amygdulemi	MI-1	-	49°45'12.92"S	17°14'47.91"V
JR-44	afanitický metabazalt s amygdulemi	MI-2	-	49°45'12.92"S	17°14'47.91"V
JR-45	porfyrický metadolerit	Ri-1	-	49°45'44.40"S	17°15'50.69"V
JR-46	afanitický metadolerit	Ri-2	-	49°45'54.23"S	17°16'37.38"V
JR-47	metatuf	HI-1	-	49°45'36.61"S	17°18'02.31"V
JR-48	lapillový metatuf až metabrekcie	Ch-1	-	49°45'55.93"S	17°18'02.04"V
JR-50	porfyrický metadolerit	-	JR-50	49°46'10.88"S	17°17'47.72"V
JR-51	afanitický metadolerit	-	JR-51	49°46'08.28"S	17°17'23.75"V
JR-52	porfyrický metabazalt	-	JR-52	49°46'10.88"S	17°17'47.72"V

9.5 Příloha V. Výsledky výpočtu normativních minerálů technikou NOR-MAT

normativní minerál		HI-1	Ch-1	Ch-2	Ch-3	Ch-4	Le-1	Le-2	MI-1	MI-2	Ri-1	Ri-2	St-1	Li-1
<i>hm. %</i>														
křemen	SiO ₂	2.92	0.00	4.66	1.42	2.17	14.80	2.20	4.57	5.81	0.30	3.09	0.67	1.27
magnetit	Fe ₃ O ₄	4.20	4.27	0.60	0.00	0.00	0.00	0.00	8.49	0.00	5.56	7.71	0.00	9.63
anatas	TiO ₂	0.00	4.14	0.00	0.00	0.00	3.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
titanit	CaTi(SiO ₄)OH	5.67	0.63	6.03	5.16	5.58	0.00	5.51	1.72	6.03	5.49	5.57	7.12	5.57
apatit	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH	0.85	1.68	0.97	0.82	0.80	0.27	1.38	0.29	0.96	0.78	0.80	1.36	0.83
albit	NaAlSi ₃ O ₈	17.87	1.30	36.95	42.19	38.47	0.36	34.65	23.47	24.51	31.69	19.36	39.51	35.37
ortoklas	KAlSi ₃ O ₈	14.54	1.05	0.27	0.00	2.95	15.43	0.00	8.89	0.00	3.71	13.14	2.34	3.99
epidot	Ca ₂ Al ₃ (SiO ₄) ₃ OH	13.47	0.00	17.28	14.59	14.91	0.00	10.37	32.49	1.00	9.92	16.30	7.92	27.48
Mg-chlorit	Mg ₅ Al ₂ Si ₃ O ₁₄ (H ₂ O) ₄	24.87	16.11	16.56	13.95	19.68	3.65	7.56	13.04	18.30	30.58	25.92	16.50	14.05
Fe-chlorit	Fe ₅ Al ₂ Si ₃ O ₁₄ (H ₂ O) ₄	14.85	35.31	19.36	17.54	20.47	28.69	20.65	0.00	23.73	12.39	8.54	22.14	2.46
kalcit	CaCO ₃	5.05	2.75	0.67	0.48	2.93	0.00	16.92	1.13	8.38	2.07	1.31	0.45	0.12
magnezit	MgCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
sericit	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	0.00	41.70	0.00	1.27	0.00	39.03	6.03	0.00	17.26	0.00	0.00	5.77	0.00
paragonit	NaAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	0.00	0.00	0.00	5.83	0.00	0.00	5.93	0.00	2.13	0.00	0.00	0.00	0.00
serpentin	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
stilpnomelan	KMn ₅ O ₁₀ (OH)H	0.13	0.06	0.10	0.11	0.11	0.01	0.09	0.14	0.09	0.14	0.13	0.14	0.13
<i>celkem hm. %</i>		<i>104.4</i>	<i>103.4</i>	<i>109.0</i>	<i>103.4</i>	<i>108.1</i>	<i>106.3</i>	<i>111.3</i>	<i>99.9</i>	<i>108.2</i>	<i>102.6</i>	<i>101.9</i>	<i>103.9</i>	<i>100.9</i>